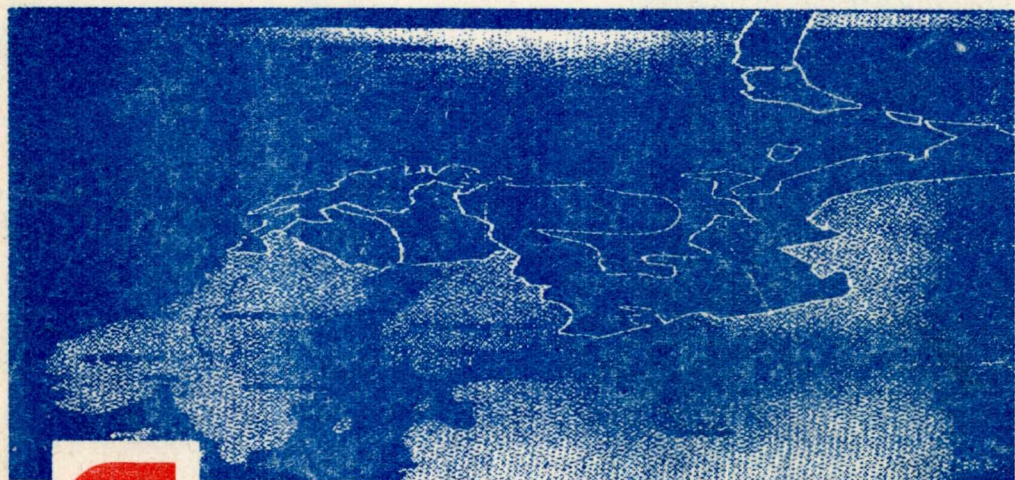




КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР



ЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ  
СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ:

Лапландско-Печенгский район

Апатиты

1997

---

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ  
ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ:  
ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКИЙ РАЙОН

---



---

SEISMOGEOLOGICAL MODEL  
OF THE LITHOSPHERE  
OF NORTHERN EUROPE:  
LAPLAND-PECHENGA REGION

---

Балтийский (Фенноскандинавский) щит - весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение в течение последних полутора миллиардов лет. Этот регион является естественным полигоном для исследований физических параметров кристаллического комплекса земной коры и служит объектом всестороннего международного изучения. Здесь применялся весь комплекс современных глубинных геолого-геофизических исследований, включая бурение двух сверхглубоких скважин - на Европейском Севере России (Кольская скв. СГ-3) и в Центральной Швеции (скв. Гравберг).

Лапландско-Печенгский район как фрагмент северной части Балтийского щита является одним из ключевых регионов для познания истории формирования и глубинного строения древней континентальной земной коры. Здесь в пределах северо-запада Кольского полуострова и смежных территорий Норвегии и Финляндии представлен почти полный набор раннедокембрийских комплексов, которые сформировались в интервале 2.9-1.7 млрд. лет, испытали неоднократное воздействие метаморфических и магматических процессов и превратились в уникальную систему тектонических структур. На ранних этапах изучения этих структур интерпретации результатов базировались на геосинклинальных концепциях, и структурный ансамбль трактовался как комбинация разновозрастных складчатых поясов. Начиная с 80-х годов, на смену пришли плейтектонические построения с выделением шовных, рифтогенных, коллизионных структур.

Северная граница Балтийского щита одновременно является границей Восточно-Европейской платформы. Вдоль нее протягивается полоса терригенных рифейских отложений, а за ними располагаются газоносные шельфовые отложения Баренцева моря, которые сейчас активно осваиваются российскими и зарубежными компаниями. Северная и северо-восточная части щита рассматриваются как Карельско-Лапландско-Кольская провинция. В палеозое она стала ареной новых интенсивных эндогенных процессов. С последними связано внедрение на Кольском полуострове гигантских щелочных массивов.

Карельско-Лапландско-Кольская провинция одна из ведущих металлогенических провинций не только Европы, но и мира. В ней в пространственной близости находятся архейские месторождения железистых кварцитов, протерозойские основные-ультраосновные и щелочные ультраосновные массивы с месторождениями никеля, меди, железа, тантала, ниобия и флогопита, а также девонские месторождения апатита и редких металлов. На базе этих месторождений действуют крупные горнодобывающие предприятия.

Печенгский рудный район, где сосредоточены крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, приобрел широкую известность в связи с проходкой Кольской сверхглубокой скважины. Керновый материал, околоскважинное пространство, Печенгская структура, а также ее обрамление были подвергнуты комплексному геолого-геофизическому изучению. Результаты исследований рассмотрены в ряде монографий и статей, опубликованных в 1963-1996 гг. Основные авторы этих работ: Н.Е.Галдин, Д.М.Губерман, В.Г.Загородный, А.М.Епинатьева, В.И.Казанский, Н.А.Караев, Е.В.Карус, Е.А.Козловский, А.А.Кременецкий, О.Л.Кузнецов, Ю.И.Кузнецов, В.С.Ланев, И.В.Литвиненко, М.В.Минц, Ф.П.Митрофанов, Ф.С.Моисеенко, Э.Б.Наливкина, Л.Н.Овчинников, Н.И.Павленкова, В.Ф.Смолякин, А.А.Смыслов, Ю.К.Щукин и др.

Ценность уникальных данных бурения скважины СГ-3 возрастает, если их экстраполировать по площади. Для этого используются данные сейсмического метода, разрешающая способность которого значительно

превышает разрешающую способность всех остальных геофизических методов. Сейсмометрия заслуженно заняла положение опорного, основного метода геофизических исследований. Это не означает, что сейсмика может заменить другие физические методы изучения литосферы: гравитационный, магнитный, электромагнитный, термический, ядерный. Каждый из них необходим и каждому найдется свое место в общем деле. Однако сейсмическим методам присущи ограничения, накладываемые проникающей возможностью и разрешающей способностью.

Огромный экспериментальный сейсмический материал, полученный в Лапландско-Печенгском районе методами ОГТ, МОВ, ГСЗ, МОВЗ, МРС, особенно за последние 10 лет, требует всестороннего анализа, обобщения и корреляции со смежными территориями.

В предлагаемой читателю коллективной монографии собраны, проанализированы и обобщены данные региональных (ГСЗ, МОВЗ) и детальных (АК, ВСП, ОГТ) сейсмических исследований на уровне волновых полей и проведен совместный анализ сейсмических и геологических разрезов Лапландско-Печенгского района. Эти результаты не входили в предыдущие публикации. Разработана глубинная геологическая модель района, которая согласуется с опорными сейсмическими разрезами. Проведено эталонирование сейсмических границ с геологическим разрезом Кольской скважины СГ-3. В районе этой скважины выполнены сейсмические наблюдения по густой сети профилей и площадные работы с удалением от пункта взрыва от 0.1 до 250 км, что обеспечило изучение строения земной коры на всю ее мощность и позволило впервые построить сейсмотомографическую модель региона.

Целью настоящего изложения является характеристика на современном уровне знаний глубинного строения древней континентальной земной коры как основы для познания закономерности возникновения и размещения месторождений полезных ископаемых. Большое внимание уделено сопоставлению первичных сейсмических материалов, различных по детальности и глубинности исследований: наземных сейсмических методов (ОГТ, ГСЗ, МОВЗ), выполненных на опорных профилях, проходящих через Кольскую сверхглубокую скважину, и скважинных (АК, ВСП). Сейсмические разрезы увязаны с геологическими данными, полученными при исследовании Кольской скважины СГ-3 и наблюдениях на поверхности. Такой комплексный подход позволил выявить новые детали глубинного строения земной коры региона, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, увязать геофизические поля с особенностями вещественного состава глубоких горизонтов коры, недоступных для наблюдений в других районах и вскрытых только в разрезе скважины СГ-3. Это позволило создать объемную сейсмогеологическую модель литосферы северной части Балтийского щита и разработать новые представления о глубинном строении и эволюции региона на базе совместного многопланового анализа сейсмогеологических данных.

Использование комплекса сейсмических и геологических методов исследований определило круг авторов, участвовавших в составлении монографии. Ответственными по главам являлись: 1 - В.Г.Загородный (ГИ КНЦ РАН), 2 - Ф.Ф.Горбацевич (ГИ КНЦ РАН), 3 - Ю.А.Рисположенский (ЭГГИ) и Н.Е.Козлов (ГИ КНЦ РАН), 4 - М.Д.Лизинский (ЛГИ), 5 - Э.В.Исанина (Невскгеология), 6 - Н.А.Караев (Рудгеофизика), 7 - С.Смитсон (Вайомингский университет США), 8 - Э.В.Исанина (Невскгеология) и Н.В.Шаров (ГИ КНЦ РАН), 9 - В.И.Казанский (ИГЕМ РАН), 10 - В.Ф.Смолькин и В.И.Пожиленко (ГИ КНЦ РАН), 11 - В.Г.Загородный и А.Н.Виноградов (ГИ КНЦ РАН). Каждая глава как бы подводит итог исследований данного коллектива или сейсмического метода и вносит свой



вклад в написание 10 и 11 глав, а также заключительного раздела данной книги. Появление монографии стало возможным благодаря конструктивной работе и плодотворному сотрудничеству, зачастую за счет энтузиазма и личного времени, большого коллектива геологов и геофизиков из научных и производственных организаций городов Апатиты, Заполярный, Москва, Санкт-Петербург, Вайоминг и др.

Однако это не могло не сказаться на стиле изложения представленных материалов. Не по всем рассматриваемым вопросам удалось сделать однозначные выводы. Кроме того каждый автор индивидуален, отсюда различия в подходах, применяемых терминах и т.д. Дискуссионные положения в монографии подчеркнуты особо, что должно сыграть свою роль для дальнейших комплексных исследований. Если предлагаемая работа окажется полезной идущим по этому пути, мы будем считать свой труд не напрасным.

# Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

## 1.1. Геотектоническое районирование восточной части Балтийского щита

Главные особенности геологического строения Балтийского (Фенно-скандинавского) щита и его северо-восточной части (условно названной Лапландско-Печенгским районом) были установлены к концу 60-х годов. За прошедший период произошло заметное изменение взглядов на докембрийскую историю развития Балтийского щита, на глубинное строение земной коры, механизм и динамику ее преобразования, что обусловлено, прежде всего, новейшими достижениями в области геофизики, геохронологии, эксперимента и глубинного бурения.

В геофизике и геологии на смену представлений о двух-, трех- или четырехслойной структуре земной коры пришли модели более сложного, тонкослоистого ее строения и индивидуальности каждого крупного блока, что предопределило сложность корреляции разрезов коры в пределах Балтийского и других щитов. К настоящему времени значительно изменились и представления о природе горизонтальных сейсмических границ, что неизбежно повлияло на интерпретацию геофизических данных.

Балтийский щит является наиболее крупным выступом древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, ограниченным на западе аллохтонными структурами норвежских каледонид. Он является благоприятным для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает возможности для непосредственного исследования и сопоставления геологических и геофизических данных.

Характерной особенностью щита является геотектоническая зональность, которая выражается в «омоложении» коры с северо-востока на юго-запад, и крупно-блоковом ее строении. В его пределах выделяются три крупных провинции: юго-западная Дальсландская, центральная Свекофеннская и северо-восточная Лапландско-Кольско-Карельская, а также западная Каледонская, которые различаются общим характером геологического развития, составом и глубинным строением, и выступают в роли структур первого порядка - геоблоков, разделенных глубинными разломами [Земная кора..., 1978; Земная кора..., 1983; Gaal, Gorbatshev, 1987; Эволюция..., 1987; Glasnev et al., 1992; Шаров, 1993]. Эта зональность обусловлена последовательным формированием коры в течение лопийского, свекофеннского и готского этапов. Наряду с этим, в пределах архейских блоков коры присутствуют породы, сформированные в саамский этап. Формирование основной структуры щита завершилось около 1.5 млрд лет назад. В последующем щит претерпел локальную эндогенную активизацию и переработку ранее сформированной архейско-протерозойской коры в течение свекофенно-гренвилльской и герцинской орогеней.

Восточная часть Балтийского щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция) представляет собою наиболее древнюю часть земной коры щита. На севере она ограничена рифейскими отложениями п-овов Рыбачьего и Среднего, а на западе - системой красных разломов. На современном эрозионном срезе выделяются три крупных субпровинции: Карельская, Беломорская и Кольская, которые образуют структуры второго порядка - мегаблоки, отделенные разломами глубинного заложения (рис. 1.1). Они имеют

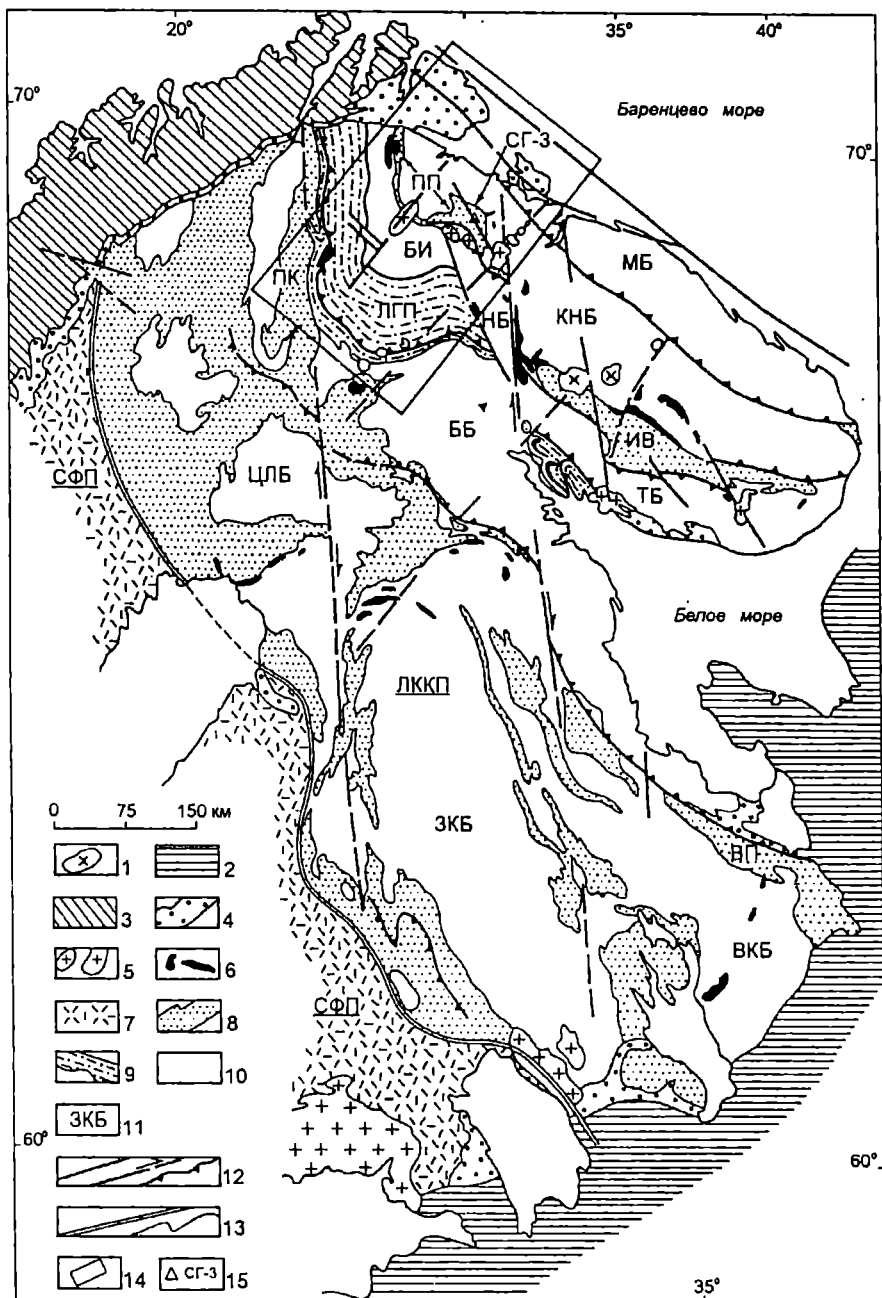


Рис. 1.1. Схема размещения основных структур восточной части Балтийского щита. Составил В.Г.Загородный.

Палеозой: 1 - каледонско-герцинские массивы щелочных пород (Хибинский и другие); 2 - платформенный чехол; 3 - каледониды Норвегии. Поздний протерозой: 4 - осадочные формации в основании каледонид и платформенного чехла. Ранний протерозой: 5 - массивы посторогенных и орогенных гранитоидов; 6 - массивы основных и основных-ультраосновных пород. Сутрактальные формации: 7 - в структурах Свеккофеннской провинции; 8 - в структурах Лапландско-Кольско-Карельской провинции; 9 - в пределах Лапландского пояса гранулитов. Архей: 10 - гранито-гнейсовый фундамент протерозойских структур. 11 - индексация структур; 12 - разрывные нарушения (а - разломы неопределенного характера; б - сдвиги; в - надвиги); 13 - геологические границы (а - граница восточной части щита; б - границы подчиненных структур); 14 - границы рассматриваемого района; 15 - расположение Кольской сверхглубокой скважины. Наименование структур: СФП - Свеккофеннская провинция; ЛККП - Лапландско-Кольско-Карельская провинция; ЦЛБ - Центральнo-Лапландский блок; ЗКБ - Западно-Карельский блок; ВКБ - Восточно-Карельский блок; ПП - пояс Карасйок; ВП - Ветреный пояс; ББ - Беломорский блок; ЛПП - Лапландский гранулитовый пояс; БИ - блок Инари; НБ - Нотозерский блок; ТБ - Терский блок; ПП - пояс Полмак-Печенга; ИВ - блок Имандра-Варзуга; КНБ - Кольско-Норвежский блок; МБ - Мурманский блок.



дискретно-неоднородное строение литосферы с градиентными изменениями и инверсиями скорости, различным количеством границ раздела в блоках.

Беломорская субпровинция, занимающая центральную часть провинции, ранее рассматривалась как часть саамского складчатого пояса, претерпевшего неоднократные тектонические деформации и метаморфические преобразования. Однако наиболее древние из выявленных здесь датировок циркона не превышают 3.2–2.9 млрд лет, поэтому вопрос об истории формирования данной субпровинции остается открытым.

В пределах Карельской и Кольской субпровинций широко развиты обширные поля ранне- и позднеархейских гнейсов, гранитоидов и мигматитов со сложным купольно-блоковым строением, "сцементированные" ассоциациями пород архейских зеленокаменных поясов и совместно с ними перекрытые осадочно-вулканогенными образованиями раннего протерозоя. В то же время, Кольская субпровинция характеризуется наличием комплексов высокометаморфизованных пород, образующих гранулитовые пояса, что дает основание для выделения соответственно гранит-зеленокаменной и гранулит-зеленокаменной областей, имеющих различную геологическую историю и разную металлогеническую специфику [Rundqwist, Mitrofanov, 1993].

Кольская субпровинция включает в себя территорию Кольского п-ва и часть Северной Карелии, Северной Финляндии (Лапландия) и Северной Норвегии (Финнмарк). В пределах Кольской субпровинции выделяются относительно крупные блоки (Мурманский, Центральнo-Кольский, Кейвский, Инарский, Беломорский и Терский) и мобильные пояса, сформированные в лопийский и карельский этапы (Колмозеро-Вороньинский, Лапландско-Колвицкий и Печенгско-Варзутский), которые подразделяются, в свою очередь, на более мелкие блоки, зоны и отдельные структуры [Geology..., 1995]. В геодинамической схеме Ф.П.Митрофанова [Mitrofanov, 1995] крупные блоки интерпретируются как инфракrustальные домены, а мобильные пояса как супракрустальные террейны.

Раннепротерозойский Печенгско-Варзутский пояс протягивается с запада на восток практически через всю Кольскую субпровинцию и состоит из нескольких структур: Полмак, Пасвик, Печенга, Имандра-Варзуга и Усть-Поной. Они выполнены осадочно-вулканогенными образованиями раннепротерозойского комплекса и разделены поднятиями архейского фундамента или многофазными интрузиями гранитов-гранодиоритов орогенного типа. Вышеназванные структуры характеризуются близкими структурными планами, однотипными наборами осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций, сходными разрезами разновозрастных образований, но отличаются мощностями общих разрезов, интенсивностью проявления интрузивного процесса и масштабностью накопления промышленных рудных образований.

Особенностью пояса является четкая асимметричность строения слагающих его структурных зон, выраженная в наращивании разрезов и усилении степени метаморфизма при движении с севера на юг, моноклиналном залегании пород в северных и крутом их падении в южных крыльях. Она подчеркивается также различным геологическим строением бортов: в северных развиты гранулит-гнейсовые комплексы андалузит-силлиманитовой серии с зональной структурой метаморфических ареалов [Беляев и др., 1990; Петров, 1995], прорванных расслоенными интрузиями базит-ультрабазитов и роями даек раннепротерозойского возраста [Магматизм..., 1995], в южных доминируют метаморфиты амфиболитовой фации в ассоциации с ультраметагенными гранитными куполами.

Общий разрез раннепротерозойских образований в пределах Печенгской структуры, мощностью болес 11.5 км, был сформирован в

течение шести магматических циклов и шести периодов преимущественного осадконакопления. Во время свекофеннской орогении осадочно-вулканогенный комплекс и рвущие их интрузивные образования претерпели сложные тектонические дислокации и зональный региональный метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, что сопровождалось преобразованием и (или) переотложением сульфидных и колчеданных рудных концентраций [Магматизм..., 1995].

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс протягивается на 500 км от Порсангер-фиорда в Северной Норвегии до южного побережья Кольского полуострова при ширине на меридиане оз. Инари около 100 км. Он распадается на два пространственно разобщенных фрагмента, которые носят название Лапландский и Кандалакшско-Колвицкий пояса. По многим аспектам строения, состава и возраста пород, их происхождения и происхождения Лапландского пояса в целом, общепризнанные представления отсутствуют [Merilainen, 1976; Виноградов и др., 1980; Козлов и др., 1990; Bogdanova, Yefimov, 1993]. Характерным для него является ярко выраженная зональность, обусловленная преобладанием в северной части кислых гранулитов, а в южной - гранулитов основного и среднего состава. В южной части пояса располагаются комплексы сланцеватых амфиболитов, которые часть исследователей выделяют в самостоятельное подразделение - пояс Тана или Танаелв [Barbey et al., 1980; Kril, 1985; Marker, 1985], включая в него часть гнейсов и основных гранулитов [Balagansky et al., 1996].

По современным геофизическим данным Лапландский пояс представляет собою сложнопостроенное тело, погружающееся в северо-западном направлении под углом  $30^\circ$  [Gaal et al., 1989; Glasnev et al., 1992; Шаров, 1993; Буянов et al., 1995]. По мнению Ф.П.Митрофанова [Mitrofanov, 1995], это тело представляет собою пакет пластин, из которых одна часть сложена инфракрустальными образованиями нижней коры, другая - магматическими комплексами раннего архея (анортозиты, чарнокиты-эндербиты), а третья (в части кислых гранулитов) - предположительно супракрустальными комплексами позднего архея и (или) раннего протерозоя.

## ***1.2. Фактографическая основа для моделирования и палеореконструкций***

***Геологические исследования и геологическое картирование.*** Лапландско-Печенгский район располагается на северо-западе Мурманской области Российской Федерации, а также включает в себя смежные районы Финляндии и Норвегии. Границы района являются в значительной мере условными, так как они не соответствуют геологическим и административным ограничениям, и только северная имеет некоторый геологический смысл, так как она проходит вблизи границы перекрытия щита рифейско-фанерозойскими отложениями.

Интерес со стороны исследователей к данному району обусловлен тем, что здесь в 30-е и 50-60-е годы был открыт ряд крупных месторождений цветных металлов, образующих Печенгское и Аллареченское рудные поля; в ходе поисковых, разведочных и научно-исследовательских работ была накоплена огромная геолого-геофизическая информация по строению и истории района; и, наконец, проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины дала возможность прямого изучения пород, залегающих на глубинах до 12.3 км. Эти достижения сделали район эталоном в решении многих проблем региональной геологии Балтийского щита. Ревизия картографических материалов была выполнена при составлении региональных тектонической и геологической карт Кольского полуострова в масштабе 1:500 000, выполненных под редакцией Ф.П.Митрофанова [Радченко и др., 1992, 1994; Geology..., 1995; Геологическая карта..., 1996].

Лапландско-Печенгский район исследован неравномерно: наибольшей детальностью и комплексностью изученности характеризуется Печенгский рудный район, в значительно меньшей степени изучены Лапландский гранулитовый пояс и Аллареченский рудный район.

*Печенгский рудный район.* Геологические исследования в пределах данного района начаты в 20-30-х годах текущего столетия. Первоначально это были, главным образом, маршрутные исследования, заложившие основы представлений о строении и перспективах района; на ограниченных площадях выполнялись более детальные геологосъемочные и поисковые работы. Их результаты представлены в трудах Г.Хаузена, Х.Вейринена, А.А.Полканова, С.М.Рутштейна, П.В.Соколова. В 50-е годы началось планомерное изучение всего района. Геологические съемки от мелко- до крупномасштабных охватили всю территорию; во многих случаях проводилось детальное геологическое картирование с большими объемами буровых и горных работ. Широко развернулись научно-исследовательские работы разных направлений (петрология, рудная геология, стратиграфия, тектоника, геохимия), разрабатывались и осваивались методические и теоретические новации. В работах этого периода исследований принимали участие: Н.А.Курылева, Л.Я.Харитонов, Н.А.Елисеев, Г.И.Горбунов, Г.Т.Макеенко, Л.И.Иванова, В.Г.Загородный, Д.Д.Мирская, С.Н.Суслова, К.Д.Беляев, Л.И.Увадsev, В.А.Горелов, Э.А.Поляк, М.А.Гилярова, С.И.Зак, М.А.Сотникова, В.В.Проскуряков, А.А.Предовский, П.К.Скуфьин, Э.М.Ахмедов, В.Ф.Смолькин, Ю.А.Астафьев, Г.П.Колесников, Н.Б.Бекасова, Е.Д.Чалых, В.С.Ланев, Э.Б.Наливкина, Г.Г.Дук, В.П.Петров, А.Т.Радченко, Ж.А.Федотов, Н.А.Кравцов и многие другие. Основные результаты этих работ опубликованы в работах [Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967; Поляк, 1968; Горбунов, 1968; Предовский и др., 1974; Проблемы геологии..., 1976; Кольская сверхглубокая..., 1984; Загородный, Радченко, 1988].

Гранито-гнейсовые комплексы северного обрамления Печенгской структуры, являющиеся аналогами блоков архейского фундамента, погруженных под раннепротерозойский осадочно-вулканогенный чехол, были закартированы в масштабе 1:50000 в 70-80-е М.А.Сотниковой, А.Н.Ивановой и А.Н.Виноградовым. В эти же годы выявлены основные черты метаморфической зональности гранулит-гнейсового комплекса [Виноградов, Виноградова, 1973; Беляев и др., 1977]. В последние годы в результате работ по "Северному проекту" была проведена корреляция инфраструктурных тоналит-гнейсовых и супракrustальных амфиболит-гнейсовых и железорудных формаций Северной Норвегии и Северо-Печенгского района [Dobrzhinetskaya et al., 1995].

В последнее десятилетие осуществлен новый этап геологического доизучения, картирования Печенгского рудного района и научных исследований, выполненных под руководством В.А.Мележика, В.Ф.Смолькина, В.А.Мокроусова и В.В.Паничева в рамках государственной программы "Геодинамический проект-50". В результате этих работ были составлены обновленная геологическая карта масштаба 1:50000 и схемы стратиграфии раннего протерозоя [Магматизм..., 1995; Смолькин и др., 1996].

Одновременно выполнялись работы по российско-норвежскому "Северному проекту", результатом которого явились геологические карты масштаба 1:200000 раннепротерозойских структур Пасвик-Печенга [Geological map..., 1995] и их северного обрамления [Geologisk kart..., 1996]. Были пересмотрены также схемы стратиграфии структуры Пасвик и схемы стратиграфической корреляции разрезов структур Пасвик и Печенга [Melezhik et al., 1994]. Данные о строении структуры Полмак и составе слагающих ее пород содержатся в работе [Kesola, 1991].

*Лапландский гранулитовый пояс.* Систематическое исследование гранулитов было начато в 30-е годы. В результате геолого-съемочных работ,



выполненных А.М.Шукевичем, Н.Г.Судовиковым, М.Г.Равичем, Е.Н.Володиным, В.И.Намоюшко и другими геологами, были составлены первые геологические и структурные карты. Картирование и поисковые работы в 60-70-е годы, проводившиеся на российской части пояса Д.Ф.Мурашовым, А.В.Клоковой, Т.Л.Гольдбург, Н.И.Апухтиным, В.Я.Прозоровым, Д.В.Полферовым, К.Д.Беляевым, А.С.Михеевым, Е.К.Козловым, привели к открытию месторождений медно-никелевых руд и позволили в значительной степени дополнить сведения о строении восточной части пояса. Итоги работ этого периода подведены в работе К.Д.Беляева [1971], в которой он предложил схему строения разреза гранулитового пояса. В этот же период геологами ВСЕГЕИ выполнялись тематические исследования, которые дали основание для интерпретации гранулитов основного состава как нестратифицированного комплекса, выведенного тектоническими движениями с уровня поверхности Конрада на современный эрозионный уровень [Жданов, 1964].

В 70-80-е годы работы по исследованию геологического строения пояса проводились А.М.Шукевичем, Н.А.Курылевой, И.В.Галкиным, С.А.Дюковым, Д.К.Ловицким, Э.А.Лифшицем, А.В.Филипповой, Л.А.Кириченко, А.А.Мидлиной, Н.И.Климовым, В.Д.Мироновым, И.В.Баркановым, В.А.Перевозчиковой, Г.А.Поротовой, Б.А.Шлайфштейном, Л.Н.Латышевым, Л.А.Виноградовым, В.И.Пожиленко и другими. В результате этих работ были составлены карты масштаба 1:200000 и 1:50000, которые легли в основу региональных карт Кольской субпровинции. Наиболее полные, на тот период, данные о строении пояса отражены в работах [Восточная часть..., 1975; Земная кора..., 1978; Виноградов и др., 1980]. Вопросы метаморфизма гранулитов, которые представляют собою самостоятельное направление, освещены в работах В.А.Глебовицкого, Г.М.Друговой, М.Д.Крыловой, Л.А.Прияткиной, Е.В.Шаркова, Л.А.Виноградова, М.Н.Богдановой, М.М.Ефимова, В.П.Петрова, К.Х.Авакяна и В.И. Фонарева.

Изучение гранулитов на смежных территориях Финляндии было начато еще в прошлом столетии. А.Иернстремом, Я.Седерхольмом и Е.Сарлиным были собраны первые материалы по геологическому строению гранулитов. В последующем их значительно дополнили П.Эскола, Е.Кранк, Т.Сахама, Е.Миккола. В 60-е годы была составлена геологическая карта масштаба 1:400000 [Merilainen, Mikkola, 1965]. Ревизия картографических материалов выполнена при составлении комплекта карт Северного калота [Geological Map..., 1987]. Наиболее полные сведения о геологии финской части пояса приведены в работах [Merilainen, 1976; Norgmann et al., 1980]. Структура района и его глубинное строение рассмотрено в работе [Gaal et al., 1989].

*Аллареченский рудный район*, расположенный между Печенгской структурой и Лапландским гранулитовым поясом, имеет сложное купольно-блоковое строение [Загородный, Радченко, 1983]. Интенсивное его изучение началось с открытия К.Д.Беляевым в 1957 году месторождения медно-никелевых руд. Большой вклад в геологические исследования внесли Л.С.Косова, Е.М.Михайлюк, К.Д.Беляев, В.Ф.Ступицкий, А.И.Богачев, В.А.Горелов, Г.И.Горбунов, Ю.В.Гончаров, В.И.Кочнев-Первухов, В.В.Проскуряков, В.Г.Загородный, С.И.Зак, Г.В.Виноградова, А.А.Кремсницкий, О.А.Беляев, Ю.Н.Яковлев и другие.

Существенное значение для реконструкции геологической истории района, эволюции эндогенных режимов и формирования континентальной коры в раннепротерозойский этап имели геолого-петрологические исследования гранитоидных плутонов, локализованных в зонах региональных разломов субмеридионального направления, пересекающих все структурно-

формационные зоны (пояса) [Ветрин и др., 1975; Виноградов, Виноградова, 1986; Эндогенные..., 1991].

**Геохимические и геохронологические исследования.** К настоящему времени накоплен огромный банк геохимических данных, полученных с использованием разнообразных методов, что позволяет судить о происхождении пород и реконструировать их первичный состав. До 80-х годов геохимические исследования базировались, главным образом, на результатах химического и спектрального анализов пород. В разные годы исследования выполнялись по Печенгскому району: А.А.Предовским, А.М.Ахмедовым, Ж.А.Федотовым, А.А.Жангуровым, П.К.Скуфыным, В.В.Рябовым; по Лапландскому поясу: А.И.Ивлиевым, Л.А.Виноградовым, М.Д.Крыловой, В.П.Андреевой, Н.Е.Козловым; по Аллареченскому району: А.А.Кременецким, О.А.Беляевым и В.И.Болотовым. Из обобщающих работ следует отметить монографии А.А.Предовского и др. [1974, 1987] и Н.Е.Козлова и др. [1990].

В последнее десятилетие была получена принципиально новая геохимическая информация, обусловленная использованием прецизионной аппаратуры и широким применением рентгено-флюоресцентного, нейтронно-активационного и масс-спектрометрического методов анализов. Часть анализов была выполнена в лабораториях Финляндии (Эспоо), Канады (Торонто) и Германии (Майнц). Полученные результаты опубликованы в работах [Кременецкий, Овчинников, 1986; Смолькин, 1992; Hanski, 1992; Минц, 1993; Melezhik et al., 1994; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Smolkin et al., 1995; Минц и др., 1996].

До 80-х годов геохронологические исследования базировались на Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar и U-Pb методах. Были получены данные преимущественно для магматических пород корового происхождения (гранитоиды, вулканиты, метасоматиты) или сульфидных руд. Обобщение и анализ этих данных было выполнено Ю.А.Пушкаревым [1990]. В последние годы в значительной степени усовершенствован U-Pb и широкое распространение получил Sm-Nd методы. Применение их в комплексе с геохимическими исследованиями поведения стабильных изотопов позволило получить достоверные сведения о возрасте пород корового и мантийного происхождения, возрасте и составе их протолитов или мантийных источников, характере взаимодействия магматических расплавов с веществом нижней и верхней коры и продолжительности функционирования магматических систем. Изотопно-геохимические данные позволяют также получить косвенную информацию о характере проницаемости верхней части коры. Результаты геохронологических исследований последнего десятилетия приведены в работах [Bernard-Griffiths et al., 1984; Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992; Balashov et al., 1992, 1993; Бибикова и др., 1993a; Митрофанов и др., 1993; Levchenkov et al., 1995; Kozlov et al., 1995; Timmerman, Daly, 1995; Amelin et al., 1995; Bayanova, Balashov, 1995; Балашов, 1996; Nuhma et al., 1996]. При исследовании керна Кольской сверхглубокой скважины были получены новые материалы по геохронологическому U-Pb датированию архейского фундамента Печенгской структуры [Дук и др., 1989; Архейский комплекс..., 1991; Бибикова и др., 1993б].

**Геофизические исследования и глубинное строение.** Глубинные геолого-геофизические исследования в пределах северной части щита начаты в конце 50-х - начале 60-х годов. Это были опытно-методические работы по вертикальному электро- и сейсмозондированию и наземная гравиметрическая съемка, которые проводили Н.М.Порфиненко, И.В.Литвиненко и М.К.Поляк. В последующие годы исследования

существенно расширялись, при этом осваивались и разрабатывались новые методы. В этих работах участвовали Г.П.Новицкий, О.С.Белоглазова, Л.К.Кокорина, М.Е.Меламуд, М.Д.Лизинский, Г.А.Завинская, В.В.Верба, С.А.Анкудинов, Н.И.Колпаков, А.А.Жамалетдинов, Н.В.Шаров, Н.Е.Галдин, А.В.Егоркин, Э.В.Исанина, Ю.А.Рисположенский и многие другие.

В связи с заложением и проходкой в пределах рассматриваемого района Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) были проведены в большом объеме сейсморазведочные работы, а также региональные профильные и площадные сейсмические наблюдения. Результаты и анализ этих исследований подробно рассмотрены в литературе [Епинатьева, 1989; Luosto et al., 1989; Проблемы комплексной..., 1991; Строение литосферы..., 1993; Шаров, 1993; Минц и др., 1994; Buyanov et al., 1995].

Помимо сейсмических исследований в районе выполнен большой объем работ по петрофизике, электромагнитному зондированию и анализу вариаций потенциальных полей [Galitchanina et al., 1995; Жамалетдинов, 1990; Zhamaletdinov et al., 1995], что обеспечило взаимоконтроль геолого-геофизических моделей глубинного строения и повысило надежность увязки геофизических экспериментов с материалами прямых геологических наблюдений на поверхности и в разрезе скважины СГ-3.

Значение скважины СГ-3 для познания глубинного строения и рудоносности континентальной земной коры выходит далеко за пределы региона [Кольская сверхглубокая, 1984; Архейский комплекс..., 1991]. Результаты сверхглубокого бурения показали реальность и природу зон пониженных скоростей в верхней части коры, а также четкое проявление на глубине разрывных нарушений в виде зон дробления пород, увеличение их пористости, водонасыщения. Они не подтвердили увеличения гомогенности слоев с глубиной. Напротив, из них следует, что, по крайней мере, до глубины 12 км сохраняется дискретно-гетерогенное строение метаморфических толщ. Установлено сильное влияние на упругие и другие физические свойства вторичных изменений горных пород, обусловленных процессами метаморфизма и наличием на больших глубинах тектонизированных зон. Эти результаты подтвердили, что определение состава кристаллических пород по значениям одного из физических параметров (скорости) не может быть однозначным и что строение континентальной коры значительно сложнее, чем представлялось до проведения сверхглубокого бурения.

При изучении глубинного строения северной части Балтийского щита использовались сочетания точечных сейсмических наблюдений по площади и опорных профилей ГСЗ с регистрацией волн как от сейсмических взрывов, так и промвзрывов в карьерах (рис. 1.2). В результате получен уникальный материал для построения объемной модели региона и привязки внутрикоровых границ к данным бурения Кольской сверхглубокой скважины.

Проанализированы значения о временах первых вступлений продольных волн на опорных профилях ГСЗ с применением единой методики последовательного вычитания аномалий [Строение литосферы..., 1993; Шаров, 1993]. Получены первые оценки скоростных двух- и трехмерных неоднородностей в земной коре региона. На рис. 1.3 показана аксонометрическая проекция полученных разрезов ГСЗ, что позволяет обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры и особенностями геологического строения главных структурных элементов рассматриваемого района.

Сейсмогеологическая модель, приведенная на рис. 1.3, свидетельствует о сложной, мозаично-неоднородной структуре коры. Ни одна из выделенных на профилях внутрикоровых границ не прослеживается непрерывно, а представлена отдельными отрезками отражающих площадок.



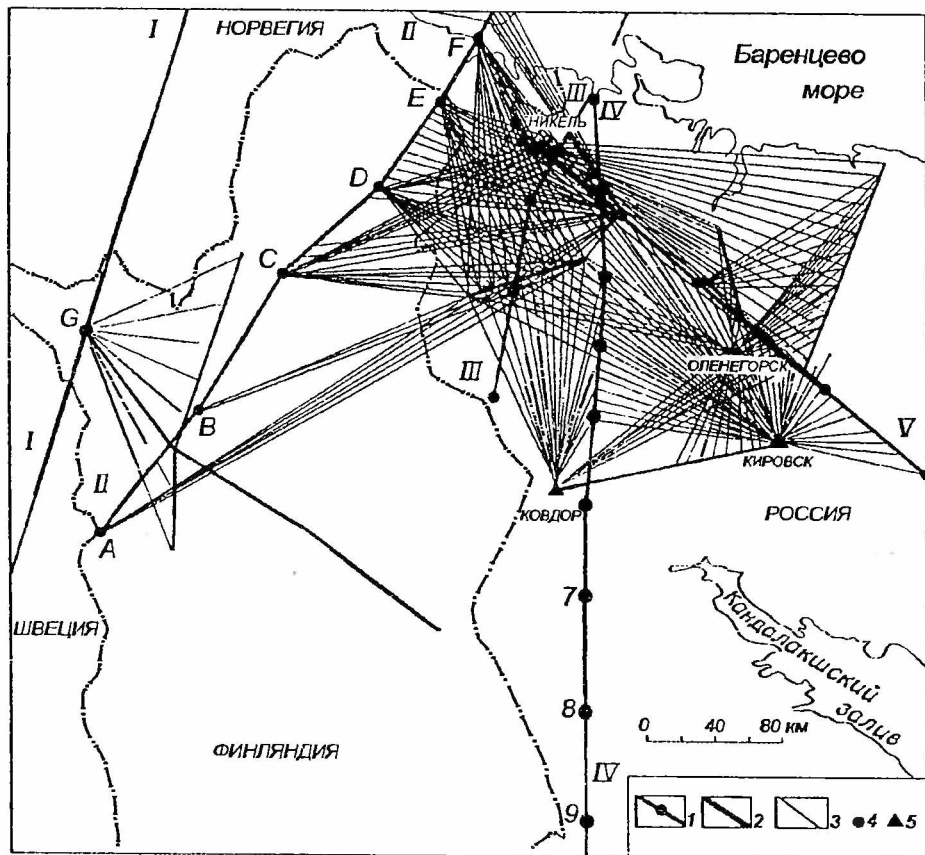


Рис. 1.2. Сейсмическая изученность севера Балтийского щита методом ГСЗ [Шаров, 1993].

*I - региональные сейсмические профили: I - Феннолора, II - Поляр, III - Печенга-Ловно, IV - Печенга-Ковдор-Костомукша, V - Никель-Умбозеро-Ручьи; 2 - профильная регистрация отдельных взрывов; 3 - проекция сейсмического луча пункт взрыва - пункт наблюдения на дневную поверхность при площадной регистрации; 4 - пункты сейсмических взрывов; 5 - пункты промышленных взрывов.*

Границы блоков совпадают с глубинными разломами, по которым наблюдается смещение сейсмических границ и понижение скорости. Выявление и прослеживание глубинных разломов в данном районе облегчается тем, что главные зоны разломов зафиксированы на поверхности геологическими методами, а некоторые из них прослежены на глубину сейсмическими методами. Понижение скорости отмечено в Лицко-Арагубской, Ковдорско-Кандалакшской и Хибинско-Вуориярвинской системах разломов. Скорость повышается на участках профилей, пересекающих раннепротерозойские Полмак-Печенга-Имандра-Варзутский и Карасйок-Салла пояса, а также Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс. Максимальная мощность гранулитового комплекса не превышает 13-15 км, а раннепротерозойского осадочно-вулканогенного - 8 км. Нижняя граница интрузий гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса расположена на глубине 6 км.

Важным элементом в верхней части коры (7-12 км) является инверсионная зона, глубина и структура которой изменяются в различных блоках. Значение скорости на глубинах 12-18 км характеризуется уменьшением ее контрастности. Во всем интервале глубин скважины СГ-3

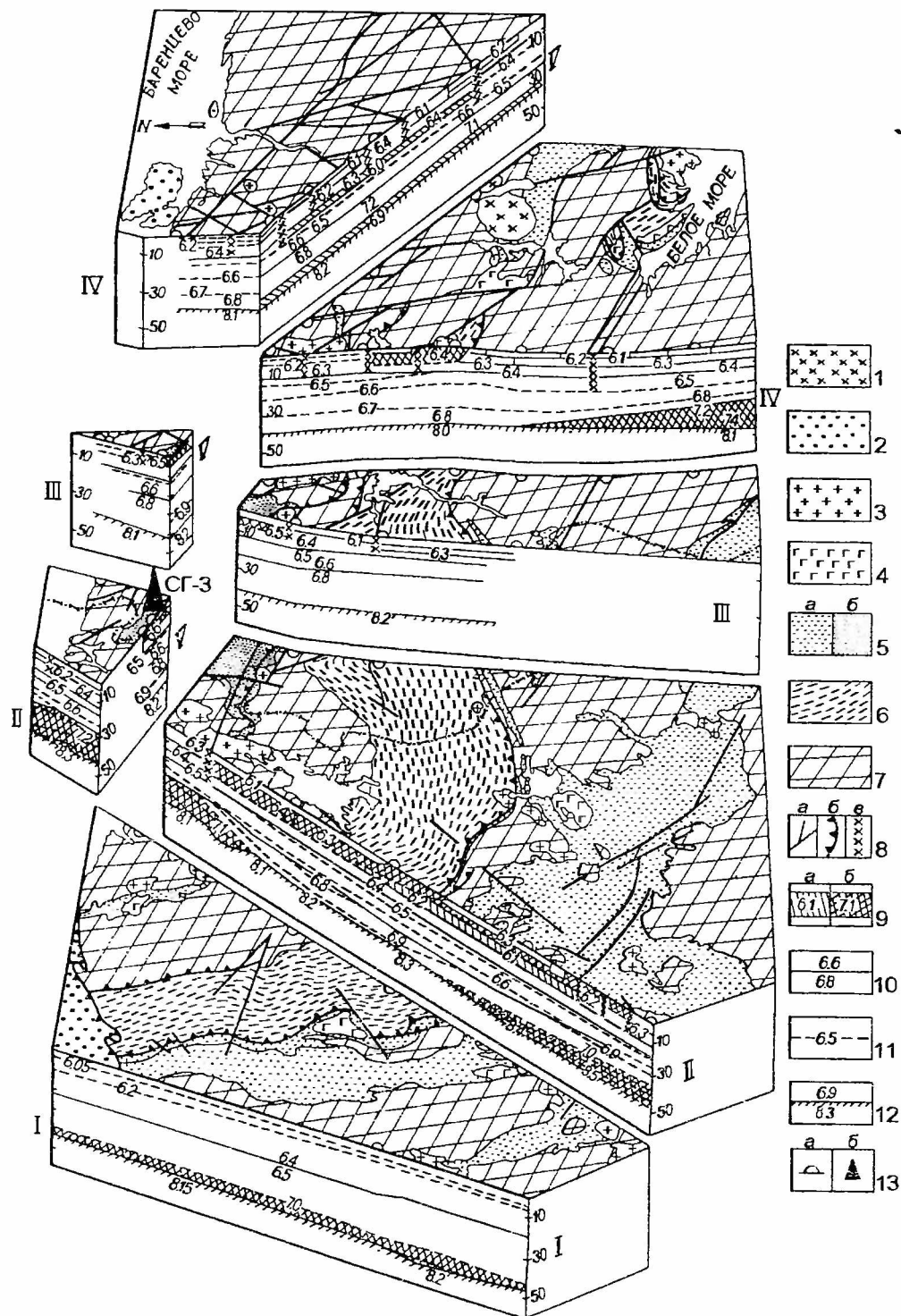


Рис. 1.3. Объемная сейсмогеологическая модель земной коры севера Балтийского щита. Составили: Н.В.Шаров, В.Г.Загородный

1 - нефелиновые сиениты (а) и щелочно-ультраосновные породы (б) палеозоя; 2 - осадочные комплексы рифея и венда; 3 - гранитоиды раннего протерозоя; 4 - интрузии основных и ультраосновных пород раннего протерозоя; 5 - вулканогенные (а) и осадочные (б) комплексы раннего протерозоя; 6 - гранитоиды позднего архея; 7 - гнейсы, амфиболиты и кварциты позднего архея; 8 - гранулиты; 9 - плагиограниты и тоналиты фундамента; 10 - зоны разломов (а) и надвигов (б), разломы, предполагаемые по геофизическим данным (в); 11 - зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости; 12 - значения скорости на границах; 13 - изолинии скорости; 14 - граница М; 15 - местоположение пунктов взрыва (а) и Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (б).

наблюдается то нарастание, то убывание скорости с глубиной, т.е. под высокоскоростными интервалами разреза наблюдаются пласты с пониженными значениями скорости. В разрезах раннепротерозойского и архейского комплексов отмечается, по крайней мере, по две крупных инверсии скорости мощностью в несколько километров [Проблемы комплексной..., 1991; Архейский комплекс..., 1991].

По данным сейсмических исследований, граница М имеет сложный характер и состоит из фрагментов поверхностей, образующих зону или переходный слой "кора-мантия" толщиной 4-5 км [Шаров, 1993]. Мощность коры в восточной части Балтийского щита составляет 39-44 км, и только на юге и юго-западе, в области сочленения свекофеннид и карельского мегаблока, она увеличивается до 50 км за счет нижнего высокоскоростного этажа. Раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью и мощностью коры, а также аномально высокой 8.3-8.4 км/с скоростью продольных волн на поверхности М.

*Печенгский рудный район* - один из немногих в мире рудных районов, где впервые для решения структурных задач начала применяться с 1960 года рудная сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) (рис. 1.4). Главной целью этих исследований являлось изучение глубинной структуры раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса и влияние тектонических факторов на контроль размещения медно-никелевого оруденения [Литвиненко, Ленина, 1968; Литвиненко, 1963, 1984]. В результате удалось проследить на глубину отражения, связанные с контактами разных по составу и происхождению вулканогенных, осадочных, туфогенных и интрузивных пород. На основе наблюдений по площади и подошве раннепротерозойского комплекса и расположенным внутри его осадочным и туфогенным горизонтам были построены опорные разрезы [Литвиненко, Ленина, 1968]. Связь крутопадающих границ с теми или иными геологическими контактами и разрывными нарушениями устанавливалась по геологическим данным в местах, где эти границы приближаются к дневной поверхности. На основе анализа и интерпретации данных МОВ был сделан вывод, что Печенгская структура является приразломной моноклиналью - трогом, примыкающим с севера к крупному Порьиташскому тектоническому нарушению [Литвиненко, 1984].

Методика и аппаратура сейсморазведки в процессе ее развития существенно менялась, менялись также представления о природе сейсмических волн и структуре волнового поля. Все это крайне усложняет сравнительный анализ сейсмических материалов, полученных в разные годы. В качестве примера рассмотрим два сейсмических разреза, построенных с интервалом почти в 10 лет для одного и того же профиля через Северную зону Печенгской структуры (рис. 1.4). Разрез по профилю Р-5 впервые изучен сейсморазведкой в 1964 году, повторно - в 1973 году (профиль М6). Профиль имеет длину 20 км. Выделенные на профиле Р-5 с помощью осциллографической записи отражающие границы были прослежены с большими перерывами, что позволило построить условные горизонты на разрезе с невысокой точностью (рис. 1.5). Повторные сейсмические исследования в 1973 году с применением магнитной записи и более детальной системы полевых наблюдений позволили повысить надежность прослеживания отражающих горизонтов на глубину и показали сложное строение разреза. Разрез по этому профилю, с учетом полученных к тому времени данных бурения и уточненной геологической карты, позволил выявить ошибку,

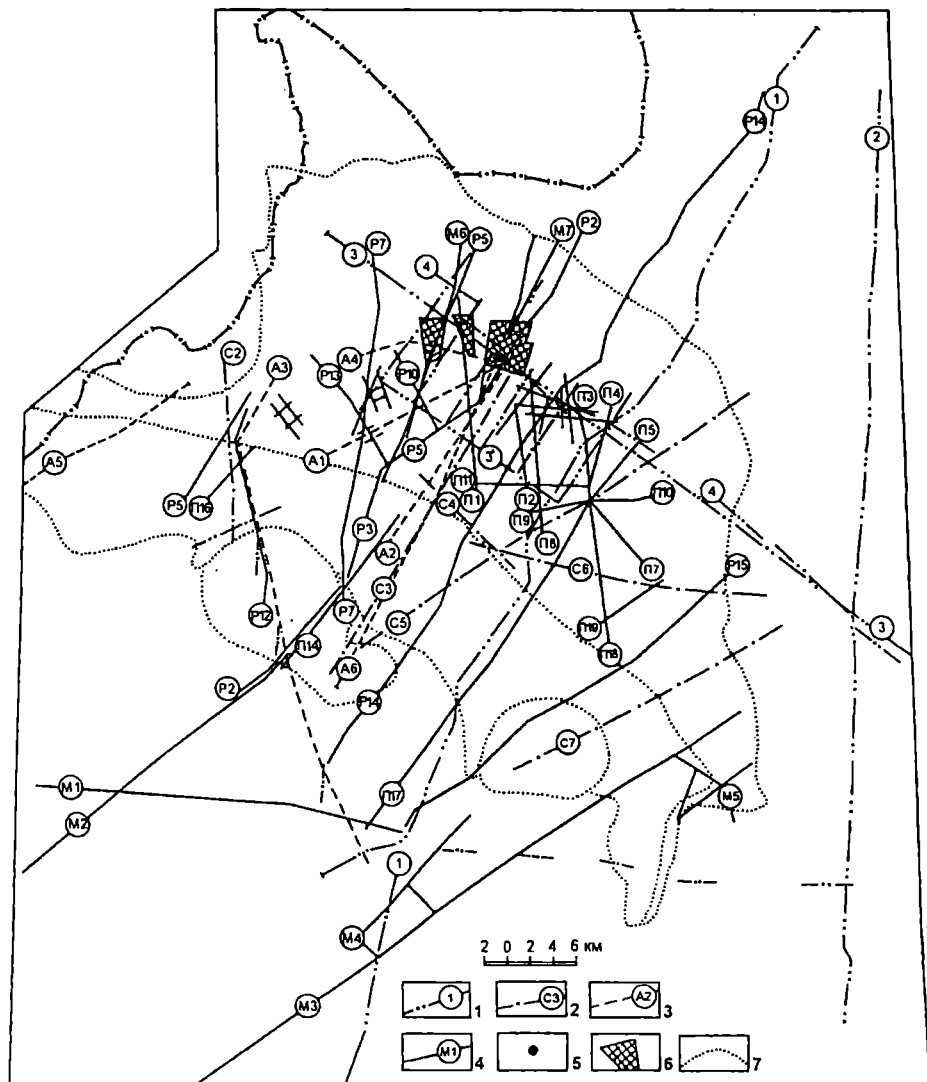


Рис. 1.4. Сейсмическая изученность Печенгско-Аллареченского района методами ОГТ и МОВ. Составил Н.В.Шаров.

1 - сейсмические профили ГСЗ и МОВЗ (1 - Печенга-Ловно, 2 - Печенга-Ковдор-Костомукша, 3 - Никель-Умбозеро-Ручьи, 4 - Никель-Умбозеро); 2, 4 - сейсмические профили МОВ; 3 - сейсмические профили ОГТ; 5 - местоположение Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3); 6 - участки детальных работ МОВ; 7 - геологические контуры.

равную  $10^\circ$ , в углах наклона условного горизонта, построенного в 1964 году и связываемого с подошвой раннепротерозойского комплекса; подтвердить наличие резкой границы на глубине около 4.5 км и слабых пологих отражающих границ на глубинах 7.5 км и более [Литвиненко, Меламуд, 1976].

Туфогенно-осадочные породы так называемой "продуктивной" толщи, вмещающей сульфидосодержащие интрузии габбро-верлит-серпентинитового состава, прослеживаются на глубину до 5 км. Скважина СГ-3 подсекла этот контакт на глубине 2.8 км, подтвердив моноклинальное строение Северной зоны. На основе сейсмических данных в центральной части этой зоны можно предположить наличие крупного грабена

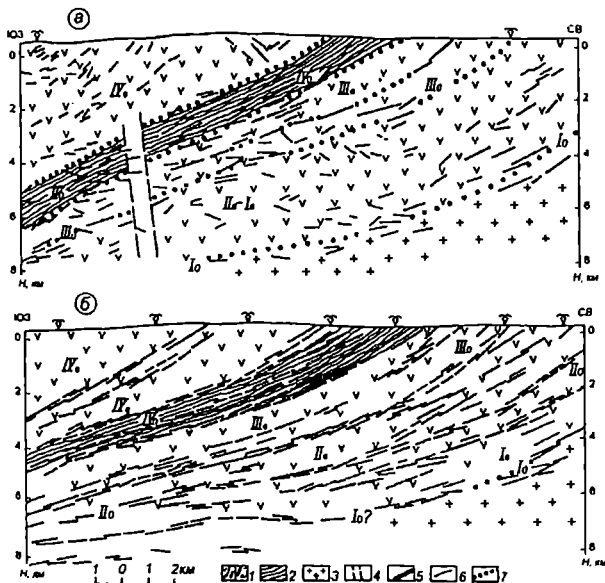


Рис. 1.5. Сейсмогеологические разрезы по профилю в центральной части Печенгской структуры, построенные по работам 1964 (а) и 1973 (б) годов [Литвиненко, Меламуд, 1976].

1 - раннепротерозойские вулканогенные (в) и метаосадочные (о) образования Печенгской структуры и индексы толщ; 2 - продуктивная туфоосадочная толща; 3 - архейский гнейсовый комплекс; 4 - предполагаемое положение подводящего канала для вулканитов четвертой толщи; 5 - отражающие площадки, построенные по волнам интенсивным, протяженным, образующим группы; 6 - отражающие площадки, построенные по одиночным годографам; 7 - осредненное положение отражающих горизонтов.

субмеридионального направления с максимальной мощностью раннепротерозойского комплекса. Часть разломов, например, Киердживорский, сейсмическими методами прослеживаются на глубину, вплоть до архейского фундамента.

Гравиметрическая изученность Печенгского рудного района изучена достаточно детально - имеются карты масштаба 1:50000, 1:25000 и частично 1:10000, на которых Печенгская структура характеризуется интенсивной положительной гравитационной аномалией  $\Delta g$ , тогда как ее архейское обрамление - преимущественно отрицательным полем  $\Delta g$ . С учетом наклонного залегания осадочно-вулканогенных толщ, можно определить глубину залегания подошвы раннепротерозойских образований: наиболее вероятной является глубина около 8 км [Glasnev et al., 1992; Казанский и др., 1994; Buyanov et al., 1995], что согласуется с данными сейсморазведки. Над "продуктивной" толщей прослеживается четкая гравитационная ступень с большим горизонтальным градиентом, который уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток. На гравиметрических картах в виде характерных линсементов уверенно выделяются Луоттнинский, Куэтъярвинский, Порьыташский, Ламмасский, Кучинтудровский и другие региональные разломы.

На карте магнитного поля [Строение литосферы..., 1993], построенной на основе аэромагнитных съемок масштаба 1:50000 и 1:25000, выделяется множество аномалий различного ранга и разной формы с размерами от первых сотен метров до десятка километров, а также с различными горизонтальными градиентами поля  $\Delta T$  ( $\Delta z$ ). Печенгская структура характеризуется разнородным по интенсивности и морфологии магнитным полем  $\Delta T$ : для западной части

зафиксировано повышенное поле средней интенсивности, в центральной части - знакопеременное, с преобладанием участков пониженного поля, а в северо-восточной части - знакопеременное поле с преобладанием участков повышенного поля.

В региональных естественных и искусственных электрических полях (МТП, МТЗ, МГД-Г) Печенгская структура, начиная от "продуктивной" толщи на севере и кончая Пороярвинской зоной смятия на юге, фиксируется как область высокой проводимости [Жамалетдинов, 1990; Строение литосферы..., 1993]. В электрических полях постоянного и переменного тока "продуктивная" толща прослеживается как мощная зона проводимости, что обусловлено наличием в ней многочисленных слоев с сульфидно-углеродистой и магнетитовой минерализацией и интрузивных тел габбро-верлит-серпентинитов с высоким сопротивлением, ответственных за локальные флюктуации поля. Это дало возможность проследить "продуктивную" толщу, вмещающую интрузии, в пределах Печенгской и Пасвикской структур и в зоне их сочленения [Zhamaletdinov et al., 1995].

*Лапландский гранулитовый пояс* был пересечен региональным профилем Полар. По данным сейсмических исследований, выполненных на этом профиле, была установлена серия полого падающих на северо-восток отражающих слоев в толще гранулитового комплекса. Эти слои можно проследить до глубины 15 км [Luosto, et al., 1989]. Гравитационная и электромагнитная модели разреза профиля Полар указывают на клиновидную форму гранулитового пояса. Гранулиты достигают наибольших глубин 15 км в северо-восточной части пояса [Von Klotting, Lund, 1989]. Асимметрия этой структуры, по сравнению с Печенгской, зеркальноотраженная. На юго-западе и юге гранулитовый пояс залегает несогласно на гнейсах, гранито-гнейсах Беломорского мегаблока. Их контакт полого погружается на северо-восток и север. Природа контакта изучена недостаточно. Существуют основания для разного ее толкования (стратиграфического и тектонического). Горные породы в южной части пояса, при дугообразном простирании, образуют пластину, также полого погружающуюся на северо-восток и север. В них интенсивно развита сланцеватость и линейность, ориентированная по падению пород; наблюдаются крупные пологие складки; изоклинальная складчатость не установлена, кроме многочисленных межпластовых складок среднего и мелкого масштаба [Gaal et al., 1989]. В северной части гранулитового пояса развиты анатектические гранулиты, встречаются линзы архейских гнейсов; наблюдаются сложные складки, предположительно реоморфического генезиса [Merilainen, 1976; Gaal et al., 1989]. Северный контакт пояса, по результатам исследований на профиле "Полар", представлен тектонической смесью пластин гранулитов, парасланцев и архейских гнейсов блока Инари [Gaal et al., 1989]. Здесь наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, породы падают круто (субвертикально) то к западу, то к северо-востоку. Восточнее, уже на территории Мурманской области, гранулитовый пояс аналогично соотносится с архейскими блоками Аллареченского рудного района [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 1995].

Интерпретация материалов, полученных по профилю "Полар", позволила обосновать ряд ключевых положений о природе и эволюции пояса [Gaal et al., 1989]: основная часть пород гранулитового пояса изначально представляла собой флишеидные или турбидитовые осадки; под первичным осадочным бассейном существовал аномальный тепловой источник; современная структура метаморфических изоград гранулитового пояса (обратная зональность) объясняется надвиганием гранулитового пояса на архейскую консолидированную кору Беломорского мегаблока. На основе результатов геохимических и изотопных (Rb-Sr) исследований пород Яурийокской и Сальнотундровской подзоны было высказано мнение о лопийском возрасте

протолитов и о геохимическом сходстве изученных гранулитов с породами островодужных комплексов [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 1995].

*Аллареченский рудный район.* Детальные сейсморазведочные работы в этом районе были выполнены по трем профилям в 1971-1972 гг. Целевым назначением этих работ было изучение геологического строения до глубины 5-7 км архейских блоков коры (Аллареченский, Хихнаярвинский и др.) и их структурных взаимоотношений с Печенгской структурой на севере и Лапландским гранулитовым поясом на юге [Восточная часть..., 1975].

Эффективность решения задач, поставленных перед сейсморазведкой, можно иллюстрировать на примере разреза (рис. 1.4) по профилю МЗ, пересекающему юго-восточную часть Печенгской структуры, архейский блок и область его сопряжения с гранулитовым поясом [Литвиненко, 1984]. В северной части профиля МЗ от дневной поверхности до глубины 5-6 км были непрерывно прослежены подошва раннепротерозойского комплекса и отдельные толщи, включая "продуктивную". В юго-западном направлении установлено довольно крутое погружение до глубин свыше 10 км под архейский блок сейсмических границ, относимых к Порьяташскому нарушению и раннепротерозойскому комплексу.

С Порьяташским нарушением связывают наличие крупного надвига, по которому происходили значительные горизонтальные перемещения, вследствие чего осадочно-вулканогенные породы Северо-Печенгской зоны вблизи разлома оказались частично перекрытыми более метаморфизованными образованиями Южно-Печенгской зоны, а последние, в свою очередь, - гранито-гнейсовыми комплексами Аллареченского блока.

Аллареченский блок по сейсмическим данным представляется как крупная антиклинальная структура с хорошо выраженным юго-западным крылом и менее отчетливым северо-восточным. В южном крыле выделен ряд крутопадающих сейсмических границ, выходы которых на поверхность приурочены к установленным по геологическим данным контактам пластовых тел амфиболитов и их мигматитов [Восточная часть..., 1975]. В сводовой части структуры, ширина которой на профиле МЗ достигает 6-8 км, вблизи дневной поверхности прослежены пологие сейсмические границы, погружающиеся в южном направлении на глубину свыше 5 км.

Граница Лапландского гранулитового пояса и Аллареченского блока проходит по Мохтьозерской зоне разломов, которая отчетливо выражается как в магнитном поле, так и на сейсмическом разрезе, где к ней приурочены крутопадающие, почти вертикальные сейсмические границы (при углах падения 70-80°), прослеженные от поверхности до глубины 3-5 км. Изученная сейсморазведкой северная часть гранулитового пояса характеризуется общим северным падением отражающих границ [Восточная часть..., 1975].

Обобщение и анализ результатов сейсмических исследований в рассматриваемом районе за последнее десятилетие даны в главах 3-8.

### ***1.3. Геолого-геофизические модели глубинного строения: эволюция взглядов и современные альтернативы***

За 70-летний период исследований Лапландско-Печенгского района произошло заметное изменение взглядов на докембрийскую историю развития Балтийского щита, на глубинное строение земной коры, механизм и динамику ее преобразования, что обусловлено, прежде всего, новейшими достижениями в области геофизики, геохронологии, эксперимента и глубинного бурения. Немаловажное значение имеет также значительное изменение геологических концепций или парадигм, которые брались за

основу при интерпретации геолого-геофизических материалов и реконструкциях геотектонического и геодинамического режимов формирования коры.

*Геосинклинально-платформенная модель.* В 60-е годы господствующей была геосинклинально-платформенная концепция, развиваемая К.О.Кратцем [1963] и его последователями, согласно которой геологическая история формирования земной коры Балтийского щита разделялась на прогеосинклинальный, протогеосинклинальный, протоорогенный и протоплатформенный этапы. На основе этой концепции оформилось представление о блоковом характере глубинного строения земной коры щита и преимущественно вертикальных движениях блоков [Земная кора..., 1978]. Зоны карелид рассматривались как геосинклинальные подвижные пояса, прошедшие полный цикл развития: от собственно геосинклинального этапа (ранний протерозой) через средний переходный (средний протерозой) к конечному этапу с господствующим платформенным режимом (поздний протерозой). Печенгская, Имандра-Варзугская и другие зоны карелид рассматривались как наложенные тектонические впадины орогенного типа.

*Рифтогенные модели.* В 80-е годы была впервые показана возможность использования для анализа раннепротерозойских структур щита рифтогенных моделей, разработанных для фанерозойских структур. Е.Е. Милановский [1976] отнес Печенгскую и Имандра-Варзугскую структуры к палео-авлакогенам, которые наиболее близки к современным эпиплатформенным рифтам щелевого типа. В то же время он отмечал, что древние авлакогены отличаются от фанерозойских рифтов наличием внутренней складчатости, обусловленной сменой первоначального растяжения последующим сжатием. В модели В.Г. Загородного и А.Т. Радченко [1983], которая базируется на результатах структурно-тектонического и формационного анализов, зоны карелид Кольского полуострова были заложены в сумийское время в результате аркогенно-рифтогенного процесса, а режим их развития носил преимущественно субплатформенный характер. Ими были выделены собственно зоны карелид, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями раннего протерозоя, и зоны карельской отраженной активизации архейского фундамента с купольно-блоковым строением.

Основываясь уже на геохимических особенностях вулканогенных образований, вскрытых скважиной СГ-3, А.А. Кременецкий и Л.Н. Овчинников [1986], выделили два этапа в истории развития Печенгской структуры: континентально-рифтогенный и океаническо-рифтогенный. Доказательствами существования коры океанического типа, по их мнению, является наличие мощных вулканогенных толщ, сложенных толеитовыми базальтами типа MORB, ассоциирующих с осадками турбидитового типа.

Проведенный анализ рядов магматических формаций раннего протерозоя Кольской субпровинции позволил получить дополнительные подтверждения рифтогенной природы Печенгско-Варзугского пояса, а также отделить ранний авлакогенный этап от более позднего собственно рифтогенного с его многоэтажными мантийно-коровыми системами [Эндегенные..., 1991].

На основании результатов формационного, геохимического и изотопного анализов магматических образований раннего протерозоя Кольской субпровинции В.Ф.Смолькиным [1992; 1993; Geology..., 1995] была предложена модель, согласно которой Печенгско-Варзугский пояс интерпретируется как сложнопостроенная рифтогенная система, заложенная на архейской коре континентального типа и развивающаяся в течение продолжительного периода времени (более 700 млн лет). В пределах системы различаются собственно палеорифтогенные структуры, разделяющие их



поднятия архейского фундамента с многофазными интрузиями гранитоидов орогенного типа, и зоны карельской активизации архейского фундамента с блоково-купольным строением, прорванные разновозрастными дайковыми роями и интрузиями базит-ультрабазитового, гранитоидного и щелочного составов. В геологической истории развития системы выделяются до- или предрифтогенный, раннерифтогенный, позднерифтогенный и орогенный этапы. Развитие системы связано с формированием первоначально обширной мантийной астенотолины (проекция которой на поверхность занимала большую часть Лапландско-Карело-Кольской провинции), неоднородным разогревом в ней мантийного вещества и подъемом на коровый уровень крупных диапиров, что обусловило заложение и развитие различных по размеру и скорости прогибания разобобщенных в пространстве тектонических впадин (заполненных продуктами мантийного вещества) с нижней и верхней корой. В то же время устанавливаются и отличия в характере развития Печенгско-Варзугской системы и типичных фанерозойских рифтов, главными из которых являются: значительная временная продолжительность; ярко выраженная асимметричность строения, обусловленная различной скоростью движения ее бортов и преимущественно односторонним характером раздвига; большая роль в рифтообразовании сдвиговых движений; одновременное функционирование в течение продолжительного времени (более 150 млн лет) разноглубинных очагов ферропикритового и базальтового состава, имеющих различные мантийные источники (обогащенная и деплетированная мантия); относительно высокая скорость спрединга в осевых зонах на кульминационном этапе (которая однако не привела к формированию коры океанического типа); значительная роль взбросо-надвиговых нарушений на позднем этапе.

*Плейт-тектонические модели.* В последнее десятилетие для реконструкции геодинамических режимов северной части Балтийского щита стали широко применяться модели, основанные на неомобилистской концепции тектоники литосферных плит. Две плейт-тектонические модели включают в себя одновременно Печенгско-Варзугский и Лапландский гранулитовый пояса. В модели П.Барби и др. [Barbey et al., 1984] формирование протолита Лапландского пояса начинается с рифтинга (2.4-2.0 млрд лет), последующей субдукции Карельской плиты под Кольскую (Инари-Кольский кратон) на рубеже 2.0 млрд лет и далее завершается коллизией (1.9 млрд лет) Кольского и Карельского блоков, в ходе которой происходит преобразование пород Лапландского пояса в условиях гранулитовой фации. Беломорская и Карельская плита по данной схеме участвуют в движении как единый мегаблок. Формирование же Печенгской структуры обозначено не очень четко, она рассматривалась как континентальный рифт, породы которого в период 1.9-2.0 млрд лет существенно деформировались.

В "сутурной" модели А.Бертельсена и М.Маркера [Berthelsen, Marker, 1986] формирование Печенгской структуры происходит по островодужной модели с погружением блока, расположенного к северу от Печенги, под более южный блок. При этом непосредственно островная дуга формируется на южном фланге Печенгской структуры. Между гранулитовым поясом и островной дугой располагается микроконтинент Инари. Лапландский пояс формируется как задуговый бассейн, заполненный преимущественно осадочными, частично - вулканогенно-осадочными образованиями. Необходимо отметить, что тезис о существовании крупных континентальных масс (Инари) между островной дугой и задуговым бассейном является слабо аргументированным и требует теоретического обоснования.

Кроме названных моделей, в некоторых работах зарубежных [Hormann et al., 1980] и отечественных [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 1991] геологов рассматривается вариант формирования протолита Лапландского пояса в условиях, сходных с островодужными, в лопийский этап. При этом в качестве механизма протосубдукции рассматривается, как и в модели П.Барби, погружение южной, в нашем случае Беломорской плиты, под Кольскую. С формированием Печенгской структуры Н.Е.Козлов связывает высокобарическое метаморфическое преобразование пород пояса на протерозойском этапе его эволюции.

М.В. Минцем [1987-1995], а затем В. Мележики и Б. Стюртом [Melezhik, Sturt, 1994] были предложены модели, которые целиком базируются на концепции тектоники плит. Согласно выполненным М.В. Минцем совместно с геофизиками [1993, 1996] реконструкциям геодинамических обстановок, господствующих в раннем протерозое на северо-востоке Балтийского щита, 2.5-2.4 млрд лет назад в результате преобладания режима растяжения был заложен континентальный Печенгско-Варзугский рифт, который затем был преобразован в океанический бассейн. В последующем режим растяжения сменился режимом сжатия, что обусловило захлопывание микроокеана и формирование систем островных дуг, зон субдукции (2.36-2.22 млрд лет) и зон задутового спрединга (2.15-2.0 млрд лет), а затем зон континентальной коллизии (1.95-1.85 млрд лет). Беломорский и Кольский мегаблоки выступают в этой модели в роли микроконтинентов, а Лапландский гранулитовый пояс - как крупная система тектонических покровов.

По мнению В. Мележика и Б. Стюрта [Melezhik, Sturt, 1994] 2.6-2.55 млрд лет был заложен Имандра-Варзугский внутриконтинентальный рифт. В последующем (2.1-2.0 млрд лет) произошла инверсия тектонического режима, эрозия рифтогенных формаций и заложение переходной рифтовой системы, преобразованной затем в процессе спрединга в океанический бассейн. В результате внутриокеанической субдукции (1.97 млрд лет), а затем коллизий типа островная дуга-континент (1.80 млрд лет) и континент-континент (1.75 млрд лет) был окончательно сформирован Печенгско-Варзугский пояс.

Необходимо отметить, что одним из слабых мест плит-тектонических моделей, анализирующих Печенгско-Варзугский пояс, является предположение о наличии в нем офиолитового комплекса, за который обычно принимается ассоциация толеитовых базальтов, филлитовидных сланцев и серпентинитов. Между тем установлено, что толеитовые базальты не являются полными аналогами MORB. Для них, как и для пространственно перемежающихся с ними ферропикритовых вулканитов, установлены четкие признаки контаминации коровым материалом, что предполагает существование под вулканогенным трогом коры сиалического типа [Смолякин, 1992; Hanski, 1992; Магматизм..., 1995]. Серпентиниты же большей частью залегают в пределах хорошо дифференцированных тел, сложенных серией верлит-клинопироксенит-габбро-ортоклазовым габбро. Эти тела несут в себе хорошо выраженные признаки интрузивного происхождения: формирование зон закалок и ороговикования, наличие ксенолитов вмещающих и более глубоких пород, широкое проявление магматической кристаллизационной дифференциации расплавов. Как интрузивные породы, так и комагматические им вулканиты ферропикритового состава, четко отличаются по геохимическим особенностям от пород офиолитовых ассоциаций. Кроме того, установлено, что в северном обрамлении и в архейском фундаменте Печенгской структуры широко развиты дайки, состав которых хорошо коррелируется с составом пород вулканитов, слагающих разрез Северной зоны [Архейский

комплекс..., 1991; Магматизм..., 1995]. Эти данные противоречат тезису об аллохтонном залегании вулканогенных толщ и тем самым сильно понижают достоверность плейт-тектонических моделей. Модель В.А.Мележика и Б. Стюрта, кроме того содержит внутренние противоречия, так как в ней, с одной стороны, признается и описывается единый стратиграфический разрез, а с другой стороны, допускается интенсивно проявленный спрединг.

*Комбинация плейт-тектонических и рифтгенных моделей.* Попытки взаимоувязки в непротиворечивую геодинамическую схему плейт-тектонических и рифтогенных моделей для объяснения особенностей тектоники протерозойских структур восточной части Балтийского щита неоднократно предпринимались сотрудниками Геологического института КНЦ. Итогом этих разработок стал пакет палеотектонических схем, отображающих последовательную деструкцию и усложнение строения верхнего этажа коры в режиме внутриконтинентального рифтинга [Эволюция..., 1987; Эндогенные..., 1991; Радченко и др., 1992]. Для расшифровки и моделирования глубинного строения кристаллического слоя коры континентального типа принципиально важными в этих схемах является ряд положений. Обоснована и в мелком масштабе схематично отображена мелкоячеистая линзово-поясная структура эпиархейской "молодой коры", возникшая после консолидации верхнеархейских "каркасных тектоногенов". Очевидно, что уже на этом этапе, наряду с расслоенностью по вертикали, верхние этажи коры приобретают и латеральную мозаичную неоднородность, что предполагает появление в коре вертикальных поверхностей с сильной отражающей и преломляющей способностью (границы зелено-каменных поясов и гранито-гнейсовых доменов).

Структура сети палеопротерозойских линеаментов, разделивших эпиархейский кратон на блоки с относительно автономным характером развития, была существенно проще узора каркасного тектоногена. Более того, на кульминационных стадиях рифтогенеза группы блоков, расположенные по бортам рифтогенных поясов (Полмак-Пасвик-Печенга-Варзуга и Карасйок-Салла-Панаярви-Ветренный Пояс), характеризуются когерентным поведением, что позволяет объединять их в мегаблоки - Беломорский, Инарский, Норвежско-Кольский, Мурманский. Заметим, что с позиций плейт-тектонической терминологии эти блоки соответствуют дисперсионным террейнам, а мегаблоки - составным дисперсионным террейнам, в связи с чем схемы тектонического районирования региона, построенные по традиционной методологии [Радченко и др., 1992] или на основе террейн-анализа [В.В.Балаганский в: Новое ..., 1996], имеют сходный конечный рисунок.

Согласно рассматриваемой комбинированной модели орогенические и магматические события, связанные с коллизией литосферных плит, в палеопротерозое были сосредоточены в пограничной области сочленения Кольско-Карельского континента и Свекофеннского океана. По-видимому, в северной части щита геодинамическая обстановка была сходна с орогенами столкновения пассивных окраин континентов с островными дугами. Между Лапландским гранулитовым поясом и островодужной зоной Шелефтео над субдуцированной океанической плитой существовала "область хребтов и бассейнов", подобная фанерозойскому орогену западного побережья Северной Америки. В этом же возрастном интервале вдали от зоны межплитной коллизии тектоно-магматические процессы контролировались интраконтинентальным рифтингом и активизационными явлениями в зонах трансформных линеаментов.

*Концепция Кольского коллизии.* Дальнейшим развитием подхода, на котором базировалась "комбинированная" модель, является концепция Лапландско-Беломорско-Кольского коллизии, предложенная Ф.П.Митро-

фановым [Mitrofanov, 1992, 1995; Митрофанов и др., 1995; Новое..., 1996]. В основу новой модели было положено принципиальное отличие строения Кольской гранулит-гнейсовой области от типичных для эпиархейских кратонов гранит-зеленокаменных областей, что выражается в наличии в Кольской ГГО коллажа многочисленных малых террейнов и в обилии блоков нестратифицированных гранулитов, тоналито-гнейсов, гранатовых анортозитов, эндербитов, мигматитов и других полиметаморфических образований, характерных для среднего этажа коры. Эти специфические особенности позволяют предполагать, что в архее на территории Кольской ГГО геодинамический режим определялся взаимодействием малых и тонких сиалических плит, "плавающих" на мигматитовом астеносферном слое среднечернового уровня; коровая астеносфера была отделена от мантийной жестким анортозит-гранулитовым слоем нижней коры [Митрофанов и др., 1995].

В раннем протерозое на фоне общего остывания литосферы и возрастания ее жесткости в теле эпиархейского протоконтинента возникали протяженные рифтогенные расколы, способные дренировать мантийные очаги магмогенерации, что принципиально меняет геодинамический режим и стиль тектоники в регионе. На протяжении более 700 млн. лет (в интервале 2.5-1.7 млрд лет) они задаются импульсами энергетической разрушки в системе сопряженных зон внутриконтинентального спрединга и внутрикоровой обдукции. Внутри метацикла продатировано 6 дискретных импульсов магматической активности длительностью от 80 до 130 млн лет [Магматизм..., 1995; Балашов, 1996] и выделяются три тектоно-метаморфических цикла (сумийский, ятулийский и свекофеннский) [Петров, 1995]. Показано, что характер магматизма и метаморфизма в Кольском коллизии был тесно связан с конфигурацией и проницаемостью сквозькоровых разломов, контролировавших поступление флюидно-магматических потоков из возбужденной мантии в верхнюю кору. В течение всего метацикла существовала взаимосвязанная триада геодинамических элементов в ранге структурно-формационных зон: северо-восточная бортовая зона сжатия - осевая зона спрединга с асимметричным сдвиго-раздвигом в качестве главной магмовыводящей структуры мантийного заложения - юго-западная краевая зона скупивания коры (внутрикоровой обдукции) с пологопадающими сквозькоровыми разломами. Триада дважды повторена во времени (в сумийском и ятулийском циклах), при этом линия спрединга была повернута на 20°-30° вскруг "осевого" блока, совпадающего с Мончегорским рудным узлом, положение же краевых коллизионных структурно-формационных зон сохранялось.

В спрединговых структурно-формационных зонах наращивание коры шло, в основном, за счет вулканических образований, заполняющих авлакогены и рифтогенные грабены. Для сумийских авлакогенов (2.5-2.3 млрд лет) был характерен однонаправленный тренд эволюции вулканических серий от контаминированных коровым материалом высокомагнезиальных базальтов мантийного происхождения до коровых риолитов и субщелочных А-гранитов. В северо-восточной бортовой зоне сжатия синхронные спредингу преобразования выразились в изоклинальной складчатости, бласто-милонитизации и ретроградном метаморфизме архейских гнейсов и тоналитов в пределах зон смятия. Наращивание коры в сумийском цикле происходило здесь в результате внедрения крупных интрузий перидотит-габбро-норитовой формации и формирования в коре крупных плутонов редкометалльных щелочных А-гранитов. Рифтовому этапу отвечает появление большого числа роев долеритовых, ферропикритовых и габбро-перидотитовых даек, а также многофазных интрузивных комплексов формации щелочных габбро-нефелиновых сиенитов миаскитов) с P-Ti и Zr-REE орудуением.

Юго-восточная зона скучивания имеет более сложную структуру. В ее поперечном сечении выделяются 3 подзоны: Беломорская (Финляндия); Лапландско-Кольвицкая (подошва аллохтона); Инари-Терская (кровля и тыл аллохтона). Беломорская подзона в течение всего мегацикла служила упором для надвигающихся с северо-восточных террейнов аллохтона, что обусловило повторный метаморфизм архейского комплекса в кианитовой фациальной серии с переходом к ультраметаморфизму в окраинной части, испытавшей максимальное изостатическое погружение под обдукционной пластиной гранулитового комплекса. В сумийском цикле архейский фундамент был импрегнирован мантийными магмами, за счет которых в зоне ультраметаморфизма и вязкого течения возникли рои бескорневых "роллинговых" тел друзитов, а на границах жестких блоков - расслоенные интрузии перидотит-габброноритов и безрудные серии эндербитов-чарнокитов и низкощелочных калиевых гранитов. Ятулийскому циклу рифтинга отвечают интрузии монцодиоритов и субщелочных гранитов, щелочных пироксенитов, габброидов и ийолитов с карбонатитами. С изостатическим всплыванием гранит-мигматитовых куполов на свеко-финском этапе связано появление в краевой части структурно-формационных зон керамических, слюдяных и редкометалльно-редкоземельных пегматитов с возрастом 1.9-1.7 млрд лет.

Для подошвы аллохтона типоморфной чертой является наличие тектонического меланжа в виде пакетов шарьяжных пластин, в которых реликты авлакогенного супракомплекса и гранито-гнейсового фундамента совмещены на одном уровне с клиньями гранулит-базитового слоя средней коры и неравномерно метаморфизованы в условиях повышенных давлений - вплоть до гиперстен-силлиманитовой фации, что создавало благоприятные условия для проявления дисперсной алмазной минерализации в обогащенных углеродом блоках. Маркерами сквозьжировых магмоводов в подошве аллохтона служат пластообразные тела автономных габбро-анортоситов и будинаж-плутоны шрисстеймитов, кортландитов, клинопироксенит-верлитов с железо-титановой и сульфидной медно-никелевой минерализацией. Тыловая зона аллохтона отличается метаморфизмом умеренных давлений, широким развитием коровых высокоглиноземистых S-гранитов и чарнокитов; менее распространены субщелочные A-граниты и лейкограниты с редкометалльными ранд-пегматитами.

Из схематичного изложения основных положений модели Кольского коллизии ясно видно, что она непротиворечиво объединяет созданные в последние годы в Геологическом институте КНЦ геолого-петрологические модели эволюции Печенга-Варзугского рифтогенного пояса [Смолякин, 1993; Geology..., 1995], Лапландского гранулитового пояса [Bogdanova, Yefimov, 1993; Kozlov et al., 1991, 1995], метаморфических поясов восточной части щита [Петров, 1995], не входя в противоречие при этом с предшествующими тектоническими и палеомагматическими реконструкциями и новыми изотопно-геохимическими данными.

## Литература

*Архейский комплекс в разрезе СГ-3* / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1991. 185 с.

Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология, Т. 4, № 1, 1996. С. 3-25.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218-225.

Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.

Беляев О.А., Бушмин С.А., Володичев В.А. и др. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 144 с.

Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология, 1993а, Т. 1, № 2. С. 215-234.

Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Смирнов Ю.П. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // ДАН, 1993б, Т. 332, № 3. С. 360-363.

Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфириовидные граниты Кольского полуострова. Апатиты: изд. Кол. Ф АН СССР, 1975. С. 149-328.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Метаморфизм пород кольской серии и проблема оценки перспектив слюдоносности северо-западной части Мурманской области // Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: изд. Кол. Ф АН СССР, 1973. С. 19-30.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Рудно-магматическая система юово-айвского гранитно-порфириового комплекса // Апатиты: изд. Кол. Ф АН СССР, 1987. 92 с.

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение / Отв. ред. К.О.Кратц. Л.: Наука, 1975. 162 с.

Геологическая карта Кольского региона в масштабе 1:500000 / Глав. ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты. 1996.

Гилярова М.А. Стратиграфия и структура Печенги. Л.: Изд. ЛГУ, 1967. 95 с.

Горбунов Г.И. Геология и генезис медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикова Е.В. и др. Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 72-86.

Епинатьева А.М. Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмические методы исследований // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 5. С. 35-46.

Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.

Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1966, 65 с.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Наука, 1964. 207 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1983. 303 с.

Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: Опыт изучения Кольской

сверхглубокой скважины // Геология руд. месторожд. 1994. Т. 36, № 6. С. 500-519.

*Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16. 209 с.

*Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986, 262 с.

*Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И.* Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1990. 168 с.

*Кольская сверхглубокая скважина* / Отв. ред. Е.А. Козловский. М. Недра. 1984. 490 с.

*Литвиненко И.В.* Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита // Записки ЛГИ. 1963, Т. 46, вып. 2. С. 3-13.

*Литвиненко И.В., Ленина И.С.* Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1968. С. 139-147.

*Литвиненко И.В., Меламуд М.Е.* Эффективность МОВ при рекогно-сцировочно-площадном изучении глубинного строения Печенгской структуры // Записки ЛГИ. 1976. Т. 69, вып. 2. С. 3-10.

*Литвиненко И.В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика, 27 геолог. конгресс, С-08. Москва. 1984. С. 9-20.

*Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры* // Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. 255 с.

*Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 279 с.

*Милиц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника, 1993, № 1. С. 39-56.

*Милиц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994, № 6. С. 3-32.

*Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. Тр. ГИН, вып. 503. М.: Научный мир. 1996, 287 с.

*Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др.* U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН, 1993, Т.331, №1. С. 95-98.

*Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Петров В.П.* Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц Кольского коллизии // Магматизм и геодинамика. Кн. 1. Мат-лы 1-го Всерос. петрограф. сов. Уфа, 1995. С.139-140.

*Новое в геологии, геофизике и геохимии Кольского полуострова.* Основные результаты научно-исследовательских работ в 1992-1996 г.г. // Отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1996, 118 с.

*Петров В.П.* Эволюция и эндогенные режимы метаморфизма раннего протерозоя (на примере Балтийского щита). Автореф. докт. дисс. СПб., 1995.

*Поляк Э.А.* Геологическое строение Печенгской структурной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 111-119.

*Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.* Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). Л.: Наука, 1974. 134 с.

*Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987, 185 с.

*Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона* / Отв. ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: изд. Кар. Ф АН СССР, 1976. 72 с.

*Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных* / Отв. ред. В.А. Глебовицкий, Н.В. Шаров. Л.: Наука. 1991. 224 с.

*Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора - мантия. Л.: Наука, 1990, 216 с.

*Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др.* Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500000). СПб.: Наука. 1992, 110 с.

*Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита, масштаба 1:500000. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

*Смолькин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Смолькин В.Ф.* Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система // А.Д. Щеглов (Отв. ред.). Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. С. 24-63.

*Смолькин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А.* Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996, № 1. С. 82-100.

*Строение литосферы Балтийского щита* / Отв. ред. Н.В.Шаров. М.: ВИНТИ, 1993. 166 с.

*Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1993. 145 с.

*Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита* / Отв. ред. И.В.Бельков. Л.: Наука, 1987. 109 с.

*Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии* / Отв. ред. И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов. Л.: Наука, 1991. 198 с.

*Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res., 1995, Vol. 75, №1-2, p. 31-46.

*Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.* New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // V.V.Balagansky, F.P.Mitrofanov (Eds.). Correlation of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity, 1992. P. 13-34.

*Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res., 1993, Vol. 64, №1-4. P. 197-205.

*Barbey P., Convert J, Martin H. et al.* Relation-ships between granite-gneiss terrain, greenstone belts and granulite belts in the Archaean crust of Lapland (Fennoscandia) // Geol. Rundsch., 1980, 69. P. 648-659.

*Barbey P., Convert J, Moreau B. Et al.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl., 1984, 56. P. 161-188.

*Bayanova T.B., Balashov Yu.A.* Geochronology of Paleoproterozoic layered intrusions and volcanites of the Baltic (Fennoscandian Shield) // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.). Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7. P. 75-80.

*Bernard-Griffiths J., Pencat J., Postaire B. et al.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res., 1984, 23. P. 325-348.



*Berthelsen A., Marker M.* Tectonic of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1986, Vol. 126, № 1. P. 31-58.

*Bogdanova M.N., Yefimov M.M.* Origin of parental anorthosite magmas: tectonic and metamorphic processes in the evolution of anorthosites (Kolviita anorthosite association). Apatity: KSC RAS, 1993. 62 p.

*Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B.* Tree-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structures of the Baltic Shield from geophysical data // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7. P. 167-178.

*Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R. et al.* Correlation of the Archean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark-western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 7-28.

*Gaal G., Gorbachev R.* An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1987, 35. P. 15-52.

*Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al.* Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar Profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1989, Vol. 162, № 1. P. 1-25.

*Galitschanina L.D., Glasnev V.N., Mitrofanov F.P. et al.* Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 349-354.

*Geological Map, Northern Fennoscandia*, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1987. ISBN 91-7158-370-X.

*Geological map of the Pasvik-Pechenga belt*. V.A. Mokrousov, L.S. Molotkov, G. Juve, V.A. et al. // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. under. Spec. Publ. 7, 1995.

*Geologisk kart der Norge, berggrunnskart Kirkenes*. 1:1,250 000. A. Siedleka, O. Nordgulen. Norg. geol. under. 1996.

*Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield)* / F.P. Mitrofanov (Ed.). Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.

*Glasnev V.N., Zagorodny V.G., Skopenko G.B., Sharov N.V.* The Baltic Shield: geological structure and history // *Inter. Geol. Rev.*, 1992, Vol. 34, №3. P. 231-239.

*Hanski E., Huhma H., Smolkin V.F., Vaasjoki M.* The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1990, № 62. P. 123-133.

*Hanski E.J.* Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. Academic Dissertation. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 367, Espoo, 1992, 192 p.

*Huhma H., Smolkin V.F., Hanski E., Fedotov, Zh. A.* 1996. Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the Northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia // *Program and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996*. University of Turku, Publ. 33. P. 57.

*Hormann P.K., Raith M., Rass P., Ackermann D., Seifert F.* The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivaljoki-Inarijärvi area // *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1980, 308. 98 p.

*Kesola R.* Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ympäristö. Summary: Metavolcanic and associated rocks in the northernmost Lapland // *Geol. Surv. Finl., Report of Investigation* 107, Espoo, 1991, 62 p.

*Kozlov N.E., Ivanov A.A.* Composition of metamorphic rocks and some aspects of evolution of the Lapland Granulite Belt on the Kola Peninsula, USSR // *Bull. Nor. geol. unders.*, 1991, 421. P. 19-32.

*Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A. et al.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 157-166.

*Krill A.G.* Svekokarelian thrusting with thermal inversion in the Karasyok-Levayok area of the northern Baltic Shield // *Nor. geol. unders.*, 1985, 403. P. 89-101.

*Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al.* U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 29-48.

*Luosto U., Flueh E.R., Lund C.-E. et al.* The crustal structure along the Polar Profile from seismic refraction investigations // *Tectonophysics*, 1989, Vol. 162, №1. P. 51-85.

*Marker M.* Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Nor. geol. unders.*, 1985, 403. P. 55-74.

*Melezhik V.A. and Sturt B.A.* General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'Ponoy Green-stone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth. Science Rev.*, 1994, №36. P. 205-241.

*Melezhik V.A., Hudson-Edwards K.A., Skufin P.K., Nilson L.-P.* Pechenga area, Russia - Part 1: geological setting and comparison with Pasvik, Norway // *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 1994, 103. P. B129-145.

*Merilainen R., Mikkola E.* The general geological map of Finland, Sheets C8, C9, Inari-Utsjoki. Suomen geol., Toimikunta. Helsinki. 1965.

*Merilainen R.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Geol. Surv. Finl., Bull.*, 281, 1976, 129 p.

*Mitrofanov F.P.* Evolution and metallogeny of the Lapland-Belomorian-Kola collision // 29th Int. Geol. Congress, Vol. 1, Kyoto, Japan, Abstracts. 1992. P. 193.

*Mitrofanov F.P.* Lapland-Kola-Belomorian intracratonic deep collisional area ("collision") - an ensemble of infracrustal domains and supra-crustal terrains // *Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization*. 9th Meeting of the Association of European Geological Societies, 4-15 September 1995, St. Petersburg. Abstracts. St. Petersburg, 1995. P. 72-73.

*Rundqwist D.V., Mitrofanov F.P. (Eds.)*. Precambrian geology of the USSR. Elsevier, 1993, 528 p.

*Smolkin V.F., Skufin P.K., Mokrousov V.A.* Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 93-110.

*Timmerman M.J., Daly S.J.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland - Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.*, 1995, Vol. 72 P. 97-107.

*Von Knorring M., Lund C.-E.* Description of the Polar Profile transect display // *Tectonophysics*, 1989, Vol. 162, №1/2. P. 165-171.

*Zhamaletdinov A.A., Ronning I.S., Lile O.B. et al.* Geoelectrical investigation with the "Khibiny" source in the Pechenga-Pasvik area // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 339-347.

### 2.1. Геолого-петрофизические условия и плотностная модель

Кольская СГС пройдена в северном крыле Печенгской геосинклинали, сложенной ритмично переслаивающимися вулканогенными и туфогенно-осадочными толщами, простирающимися на СЗ 300-310° и падающими на ЮЗ под углами 30-50° [Кольская сверхглубокая, 1984]. Геологический разрез скважины СГ-3, достигший опережающим стволом отметки 12.261 км, представлен двумя комплексами: протерозойским и архейским (рис. 2.1). Протерозойский комплекс (0-6.842 км) сложен вулканогенными и осадочными породами в соотношении 3:1. Наиболее распространены метабазальты и их туфы, менее - метаандезиты и метатрахиаандезиты и метапикриты. Метаосадочные породы представлены филлитами, алевролитами, карбонатными породами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. На протяжении всего комплекса встречаются пластовые интрузии габбро, ультраосновных пород, дацитовых порфириров. Печенгский комплекс разделен на матергинскую (9-1059 м), ждановскую (1059-2805 м), заполярнинскую (2805-4673 м), лучломпольскую (4673-4884 м), пирттиярвинскую (4884-5619 м), кувернеринийокскую (5619-5717 м), маярвинскую (5717-6835 м) и телевинскую (6835-6842 м) свиты.

Архейский комплекс (6.842-12.261 км) сложен биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами с высококальциевыми минералами (ВКМ), гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), амфиболитами и метакальтрабазиитами, пегматитами и гранитами [Архейский комплекс, 1991]. Он представлен I толщей гнейсов с ВГМ (6842-7622 м), II толщей тeneвых мигматитов, гнейсов с ВКМ и амфиболитов (7622-9456 м), III толщей гнейсов с ВГМ (9456-9573 м), IV толщей тeneвых мигматитов, гнейсов с ВКМ и амфиболитов (9573-10144 м), V толщей гнейсов с ВГМ (10144-10273 м), VI толщей тeneвых мигматитов, гнейсов с ВКМ и амфиболитов (10278-10448 м), VII толщей гнейсов с ВГМ (10448-10601 м), VIII толщей тeneвых мигматитов, амфиболовых гнейсов и амфиболитов (10601-11411 м), IX толщей гнейсов с ВГМ (11411-11708 м), X толщей биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ и прослоями железистых кварцитов (11708-12261 м). Простираение архейских пород, подстилающих Печенгскую структуру на всех геологических картах показывается согласным ("обрамляющим").

Как следует из вышеприведенного, в разрезе СГ-3 представлен очень широкий спектр пород от ультраосновного до кислого составов, разной степени переработки, метаморфизованности, структурных и текстурных различий. Это указывает на различия условий их генезиса, а также на возможные широкие вариации упругих свойств и анизотропии.

В разрезе скважины выделяются следующие фации и субфации метаморфизма (Кольская сверхглубокая, 1984):

1. пренит-пумпеллитовая фация (0-1.4 км);
2. фация зеленых сланцев (1.4-4.9 км),
  - а) эпидот-хлоритовая субфация (1.4-3.2 км),
  - б) биотит-актинолитовая субфация (3.2-4.9 км);
3. эпидот-амфиболитовая фация (4.9-6.0 км);
4. амфиболитовая фация (6.0-12.0 км и глубже).

Согласно представлениям Г.И.Горбунова [Структуры, 1978], печенгский комплекс был образован в 5 этапов: с первым связаны излияния основных эффузивов и внедрение габбро-диабазовых силлов, со вторым (в эпоху карельской складчатости) - образование синклинали в условиях сжатия с востока на запад и внедрения базитовых и гипербазитовых

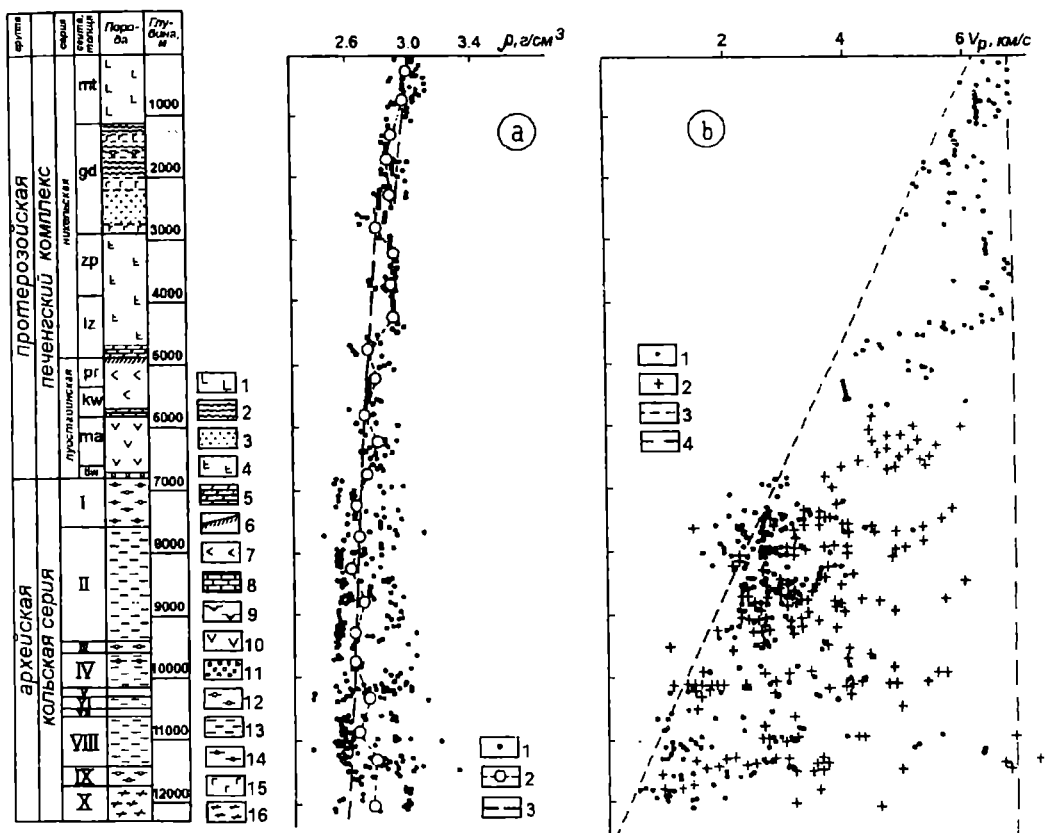


Рис. 2.1. Геологическая колонка, распределение величин плотности  $\rho$  и скорости распространения продольных колебаний  $V_p$  в кернах по разрезу Кольской сверхглубокой скважины. (Составители: Горбачев Ф.Ф., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П.)

1 - авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 - филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 3 - ритмично-слоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 4 - актинолитизированные диабазы; 5 - доломиты, аркозовые песчаники; 6 - серицитовые сланцы; 7 - метадиабазы; 8 - доломиты, полимиктовые песчаники; 9 - верлиты; 10 - диабазовые порфиристы, сланцы по ним; 11 - метадиабазы; 12 - биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 - биотит-плагиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, сфеном; 14 - магнетит-амфиболовые сланцы; 15 - габбро-диабазы; 16 - биотит-плагиоклазовые и сфен-биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, сланцы. mt - матертинская, gd - ждановская, zp - заполярная, lz - лучампольская, pr - пиритиярвинская, kw - кувернеринюкская, ta - маярвинская, thw - телевизинская свиты. I - X - толщи архейской части разреза. а - распределение значений плотности  $\rho$  по разрезу. 1 - единичные значения, измеренные на отдельных образцах керна; 2 - средние интервальные значения; 3 - линейная тенденция изменения  $\rho$  с глубиной. б - рассеяние единичных значений скорости распространения продольных колебаний  $V_p$ , измеренных на образцах керна в воздушно-сухом состоянии. 1 - образцы гнейсо-гранитного состава; 2 - амфиболсодержащие образцы; 3 - границная линия наименьших значений  $V_p$ ; 4 - границная линия наибольших значений  $V_p$ .

интрузий, с третьим - смена направлений сжимающих усилий и образованием поперечных складок, с четвертым - метаморфизм вмещающих пород в обстановке хрупких деформаций, с пятым - смещение рудных тел по дизъюнктивным нарушениям с глинками трения. Наиболее мощные тектонические движения отмечаются по Порьиташскому и Лучломпольскому разломам.

По результатам специализированной документации керна, сопоставлению текстур и структур метаморфических пород с их минеральными ассоциациями, микроструктурному анализу и акустополаризационным измерениям [Кольская сверхглубокая, 1984; Казанский и др., 1985; Горбачев, 1995], установлено, что с увеличением глубины по скважине происходит увеличение интенсивности деформаций, степени перекристаллизации пород, упругой анизотропии пород. Анализ текстур и их характеристик позволяет выделить пять групп пород: массивные и шаровые реликтовые - изотропные (1); слоистые реликтовые - слабо анизотропные (2); слоисто-сланцевые - анизотропные (3); кристаллически-сланцевые - сильноанизотропные (4); катакластические - вторично анизотропные или изотропные (5).

С дислокационным метаморфизмом связаны 3, 4, 5 группы текстур. Слоисто-сланцевые текстуры присущи песчаникам, алевролитам и алевропелитовым туфам, подвергшимся рассланцеванию и частичной перекристаллизации, но сохранившие признаки слоистых терригенных пород. Кристаллически-сланцеватые текстуры характерны глубоко деформированным и метаморфизованным осадочным, вулканогенным а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму под воздействием гидростатического и одностороннего давления (стресса). В эту группу отнесены бластомилониты, бластокатаклазиты и сланцеватые амфиболиты, тектоническая природа которых доказана с помощью микроструктурного анализа. Их изучение показало, что сланцеватые породы, залегающие ниже отметки 4.43 км, а также бластомилониты и бластокатаклазиты из тектонических швов обладают четкой и единообразной ориентировкой R-тектонита и S-тектонита "сплющивания", наблюдаются чешуйки биотита по типу S-тектонита с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости. Подобная ориентировка пород из зоны Лучломпольского разлома сопровождается проявлением высокой анизотропии упругих свойств пород, слагающих зону разлома.

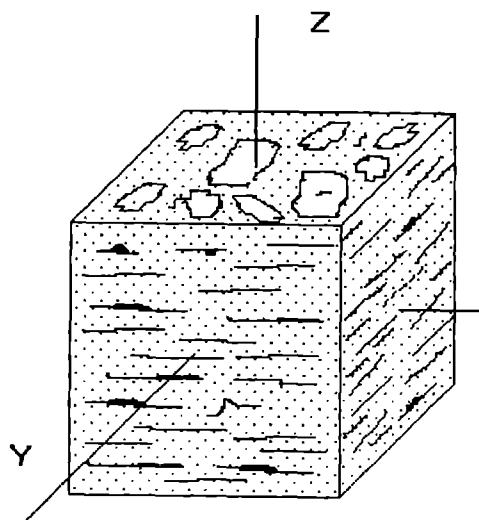
Именно при пересечении зоны Лучломпольского разлома в интервале 4.563-4.884 км происходит резкое искривление скважины от 4° 25' до 7° 20'. Примечательно, что указанный разлом совпадает с наклонной сейсмической границей, интерпретируемой ранее как контакт протерозойского и архейского комплексов (рис. 1.5) [Литвиненко, 1975]. Ниже Лучломпольского разлома степень рассланцевания пород уменьшается, но начиная с отметки 6.23 км степень метаморфизма и рассланцевания пород увеличивается до амфиболитовой фации, а интенсивность, углы наклона сланцеватости как в подошве протерозоя, так и в кровле архея оказываются одинаковыми. Более того, в гнейсах отмечаются те же рисунки микроструктурных диаграмм. По кварцу наблюдаются R-тектониты с горизонтально расположенной осью В, а по слюдам отмечены S-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным сланцеватости. Аналогичные диаграммы наблюдаются в продуктах дислокационного метаморфизма из подошвы печенгского комплекса. Этим обстоятельством можно частично объяснить отсутствие искривления скважины при переходе из протерозойских пород в архейские в интервале 6.74-7.24 км. Характерно, что следующее заметное искривление скважины наблюдается в интервале 7.50-7.62 км. К этому отрезку приурочена сейсмическая граница, относимая ранее к поверхности Конрада. В этом интервале в керне отмечено резкое изменение падения и простираения пород и переход от биотит-

плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами к преобладающим в кровле подстилающей толщи высокоскоростным амфиболитам. Этот переход подтвержден и данными магнитометрических измерений [Кольская сверхглубокая, 1984].

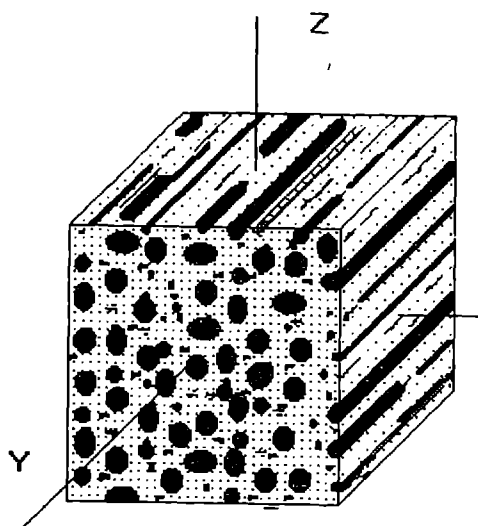
В целом же, в архейской части разреза по структурным и текстурным признакам, на основе четко выраженных структурных элементов - полосчатости, сланцеватости и линейности выделяется три типа основных текстур. На рис. 2.2 приведены схемы этих основных типов и положение структурных осей относительно координат X, Y, Z. Как следует из рис. 2.2, тип *а* представляет собой породу с четко выделяемой плоскостью слоистости (сланцеватости, полосчатости). Наиболее часто такая текстура свойственна гнейсам, некоторым сланцам. Тип *б* характеризуется наличием четко выраженной линейности, практически без наличия признаков сланцеватости. Как правило, такая текстура наиболее часто встречается у амфиболитов. Тип *в* представляет собой комбинацию типов *а* и *б*, рис. 2.2 в. В породах Кольской сверхглубокой скважины тип *в* представлен наиболее часто у амфиболитов, сланцев [Архейский комплекс, 1991].

Определение физических свойств горных пород выполнено по всему разрезу, вскрытому скважиной. Результаты определений средних значений открытой (эффективной) пористости  $n_e$  в пределах протерозойской части разреза приведены в работах [Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986]. Образцы пород архейской части, по Н.Е.Галдину [Галдин, 1990], отличаются тенденцией повышения  $n_e$  с глубиной. Так например, в пределах интервалов 6.84-7.27, 7.49-10.14 км значения  $n_e$  изменяются в пределах 0.5-2.2%. Для интервалов 10.27-10.46, 10.60-10.91 км средние значения открытой пористости возрастают до 2.5-2.7%. В интервале 11.71-11.97 км зарегистрировано среднее значение  $n_e = 3.2\%$ . Вместе с этим, количество определений  $n_e$  оказалось явно недостаточным для полной характеристики разреза, особенно в нижних его частях. Нами замечено, что при вычислении истинной пористости пород в глубинных условиях необходимо вводить поправку с учетом действующей на данной глубине величины напряжений и вида напряженного состояния.

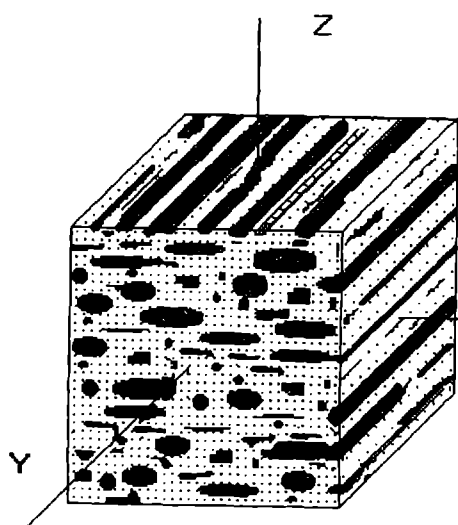
Особое внимание уделено определениям плотности пород, как характеристике, тесно связанной с вещественным составом и содержанием рудных компонент. Поскольку результаты подробных исследований плотности протерозойской части разреза были известны ранее [Кольская сверхглубокая, 1984], в последнее время основное внимание было уделено изучению распределения этой характеристики в породах архейской части разреза. Для вскрытой части архейского комплекса, в целом, средневзвешенное значение плотности равно  $2.79 \text{ г/см}^3$ . Учитывая, что породы обладают малой пористостью (до 3.2%), их плотность обусловлена, в основном, вещественным составом. Средневзвешенная плотность первой толщи глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, подстилающей комплекс нижнего протерозоя (6.84-7.62 км), составляет  $2.77 \text{ г/см}^3$ . Плотность собственно глиноземистых гнейсов в среднем равна  $2.73 \text{ г/см}^3$  при колебаниях до 1%. Высокой плотностью обладают амфиболиты 3-ей и 6-ой групп -  $2.95 \text{ г/см}^3$  [Архейский комплекс, 1991]. Наименьшая плотность ( $2.65 \text{ г/см}^3$ ) наблюдается у биотит-плагиоклазовых гнейсов с ортитом. Средневзвешенное значение плотности второй гнейсовой толщи (7.62-9.46 км) практически совпадает со значением плотности для пород первой гнейсовой толщи -  $2.76 \text{ г/см}^3$ . Преобладающие в толще биотит-плагиоклазовые гнейсы имеют более низкую по сравнению с глиноземистыми породами плотность -  $2.66 \text{ г/см}^3$ . Высокая плотность ( $3.00 \text{ г/см}^3$ ) наблюдается у амфиболитов 1, 3, 4, 6-9, 11 групп [Архейский комплекс, 1991]. Плотность глиноземистых гнейсов третьей толщи (9.46-9.57 км) равна  $2.71 \text{ г/см}^3$ , т.е. близка к плотности гнейсов первой толщи. Присутствие в толще биотит-



a



b



c

Рис. 2.2. Основные типы пород архейской части разреза. (Составители: Галдин Н.Е., Горбачевич Ф.Ф.).

a - сланцеватые гнейсы, граниты, сланцы без явно выраженной линейности (оси  $X$  и  $Y$  лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось  $Z$  перпендикулярна ей); b - амфиболиты с явно выраженной линейностью (ось  $Y$  совпадает с направлением линейности, оси  $X$  и  $Z$  перпендикулярны ей); c - амфиболиты, гнейсы, сланцы с явно выраженной сланцеватостью и линейностью (оси  $X$  и  $Y$  лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось  $Z$  перпендикулярна ей, ось  $Y$  совпадает с направлением линейности, оси  $X$  и  $Z$  перпендикулярны ей).

роговообманковых амфиболитов повышает средневзвешенное значение плотности всей толщи до  $2.75 \text{ г/см}^3$ . Наиболее высокая плотность -  $3.4 \text{ г/см}^3$  отмечена у апопироксенитовых амфиболитов 6-ой группы. Четвертая гнейсовая толща (9.57-10.14 км) имеет средневзвешенное значение плотности  $2.8 \text{ г/см}^3$ . При этом биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВКМ имеют плотность  $2.66 \text{ г/см}^3$  с вариациями до 15%. Повышенное значение плотности ( $2.95 \text{ г/см}^3$ ) имеют наиболее часто встречающиеся эпидот-биотит-роговообманковые амфиболиты 1-ой группы. Средневзвешенные значения плотностей малоомощных пятой (10.14-10.28 км), шестой (10.28-10.46 км) и седьмой (10.46-10.60 км) гнейсовых толщ соответственно равны 2.76, 2.74 и  $2.72 \text{ г/см}^3$ . Плотности биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ в пятой и седьмой толщах составляют 2.71 и  $2.66 \text{ г/см}^3$ , а плотность эпидот-биотит-плагиоклазовых гнейсов промежуточной шестой толщи -  $2.68 \text{ г/см}^3$ . Наиболее высокие значения плотности в пятой, шестой и седьмой толщах зафиксированы у амфиболитов, -  $3.01-3.10 \text{ г/см}^3$ . В восьмой гнейсовой толще (10.60-11.41 км) их средневзвешенное значение плотности равно  $2.74 \text{ г/см}^3$ . Плотность биотит-плагиоклазовых гнейсов соответственно равна  $2.63 \text{ г/см}^3$ . Наибольшая величина плотности зафиксирована у железистых кварцитов -  $3.36 \text{ г/см}^3$ . Средневзвешенное значение плотности девятой гнейсовой толщи (11.41-11.71 км) равна  $2.75 \text{ г/см}^3$ . Толща сложена биотит-плагиоклазовыми гнейсами с ВГМ ( $2.7 \text{ г/см}^3$ ) и содержит прослои биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ ( $2.67 \text{ г/см}^3$ ). В толще также имеют место прослои железистых кварцитов с плотностью  $3.1-3.15 \text{ г/см}^3$ . Что касается десятой толщи гнейсов и кристаллосланцев, незавершенной бурением (11708-12260 м), то ее средневзвешенная плотность равна  $2.73 \text{ г/см}^3$ . Плотность собственно гнейсов -  $2.67 \text{ г/см}^3$ ; амфиболитов -  $3.0 \text{ г/см}^3$  и железистых кварцитов -  $3.3 \text{ г/см}^3$ .

Представляет интерес провести сопоставление плотности пород в разных стволах Кольской скважины. В ранге выделенных гнейсовых толщ по всем трем стволам, пройденным в скважине после 7 км, корреляция среднеквадратичных значений плотности прослеживается достаточно отчетливо. Это свидетельствует о корректности оценки петрофизических характеристик на глубоких горизонтах в некотором объеме пространства, ограниченного многоствольем. Расхождение в значениях плотности не превышает 1.5-2%. Оно легко объясняется либо недостаточным числом измерений, либо широкими вариациями единичных определений в насыпных пробах из ситового шлама. Общие результаты определений плотности представлены на графике, (рис.2.1а). Он представляет совокупность единичных определений плотности образцов керна от поверхности до глубины 12.06 км. По этим данным подсчитаны среднеинтервальные значения  $\rho_d$  для каждого интервала  $H = 0.5 \text{ км}$ . Вычислены параметры линейной зависимости плотности  $\rho_c$  от глубины  $H$ , км  $\rho_c = 3.0 - 0.027 H$ ,  $\text{г/см}$ .

Указанная зависимость действительна в пределах 0 - 12 км. Из графика (рис. 1а) следует, что в верхней, протерозойской части разреза ( $H < 6842 \text{ м}$ ) рассеяние точек относительно средне-интервальных значений  $\rho_d$  сравнительно невелико. В пределах интервалов 3.0 - 3.60, 3.9 - 4.35, 5.20 - 5.50 км, судя по относительно неизменным величинам  $\rho$ , залегают плотные, однородные породы. В архейской части разброс значений плотности пород, залегающих в интервалах, близких по глубинам, существенно выше. Лейкократовые (гнейсы, граниты, мигматиты) и меланократовые (амфиболиты, сланцы, метагаббро) породы четко разделяются по величинам  $\rho$ , причем это различие, в среднем, прогрессирует с глубиной. В целом, если судить по величинам плотности  $\rho$ , в архейской части разреза частота чередования интервалов залегания пород разного вещественного состава значительно выше, чем в протерозойской. Этот вывод подтверждается детальным геологическим разрезом по скважине [Кольская сверхглубокая, 1984]. Единичные значения плотности не выходят за пределы, характерные для измененных, метаморфизованных, а также эффузивных и интрузивных пород [Справочник, 1975].



В целом, судя по данным рис. 2.1а, в разрезе скважины наблюдается снижение средних интервальных значений плотности с глубиной. Данная тенденция противоречит известной закономерности увеличения, при приложении всестороннего давления, плотности пород [Справочник, 1978]. По нашему мнению, отмеченная тенденция понижения плотности с глубиной объясняется эффектом дезинтеграции, разуплотнения зерна глубинных пород при их освобождении от действующих в массиве напряжений [Горбачевич, Медведев, 1986]. На эту же тенденцию может накладываться и смена, с увеличением глубины, литотипов пород, обладающих меньшей плотностью.

## 2.2. Упругие свойства зерна и явление дезинтеграции глубинных пород

Совокупность единичных определений скорости распространения продольных волн  $V_p$ , измеренных в зерне, находящемся в воздушно-сухом состоянии, представлена на рис. 2.1б. Измерения осуществлялись в направлении оси зерна. Разброс единичных значений показывает на еще более существенную зависимость  $V_p$  от глубины, чем та, которая отмечена для плотности [Горбачевич, 1995]. В большей степени она характерна для лейкократовых разновидностей пород. Рассеяние экспериментальных точек на рис. 2.1б можно ограничить двумя прямыми, расходящимися по мере увеличения глубины. Если вблизи земной поверхности величины  $V_p$  находятся в пределах 6.2 - 6.75 км/с, то для извлеченных с глубины 12 км рассеяние величин  $V_p$  составляет от 0.6 до 6.75 км/с. Следует отметить, что на земной поверхности аналоги метаморфизованных пород, за исключением несвязных грунтов, с величинами  $V_p \approx 0.6$  км/с практически неизвестны.

Как показали наши наблюдения и расчеты, снижение величин  $V_p$  в породах, извлекаемых с большой глубины, происходит вследствие явления дезинтеграции, тектоно-кессонного эффекта [Горбачевич, Медведев, 1986; Горяинов и др., 1992]. Природа этого явления состоит в следующем. На сравнительно больших глубинах поликристаллические породы находятся в изостатическом состоянии под воздействием значительного и близкого к гидростатическому геостатического давления [Джегер, 1975]. Контакты между минеральными зернами, в результате процессов диффузии, реологии, релаксации, продолжавшихся миллионы лет, сделались сплошными и прочными. При освобождении породы от геостатического давления (например, при выбуривании и извлечении зерна на поверхность) происходит расширение каждого минерального зерна в соответствии с его константами упругости. Деформации, возникшие в каждом анизотропном минеральном зерне, привели к разрыву первоначально прочных межзеренных контактов, появлению массы очень тонких микротрещин, протяженность которых сравнима с размерами зерна [Walsh, 1965]. В процессе замеров скорости  $V_p$  в сухом образце упругие смещения огибают эти трещины. При этом их путь существенно удлиняется, а регистрируемая величина  $V_p$  падает. Но так как, по оценке [Gorbatsevich, 1995], толщина микротрещин составляет единицы и доли микрона, их общий объем очень незначительно влияет, как следует из рис. 2.1а, на величины плотности образцов пород, извлекаемых из больших глубин. Соответственно, и эффективная открытая пористость пород, залегающих на глубинах от 7 до 12 км (см. раздел 2.1), ориентировочно, вырастает лишь на величину около 2-4%.

В работе [Горбачевич, Медведев, 1986] выполнен анализ напряжений и деформаций на контактах минеральных зерен полиминеральной породы первоначально сформировавшейся или длительное время находившейся в равновесном состоянии под действием сжимающих напряжений, а затем разгруженной. Для широко распространенных в разрезе СГ-3 породообразующих минералов, таких как кварц, плагиоклаз, микроклин,

биотит, амфибол, получены расчетные глубины  $H_p$ . Извлечение пород с таких глубин приводит к разрыву контактов минеральных зерен. Например, для контактов отдельных граней зерен вышеперечисленных минералов глубина  $H_p$  находится в пределах 1.2 - 20 км. Первыми разрушаются контакты на границах зерен слюд, микроклина, плагиоклазов. Как по теоретическим оценкам, так и по экспериментальным данным, (рис. 2.1b), получено, что при достижении скважиной глубин, превышающих  $H_p$  - 13 км, некоторые лейкократовые разновидности пород могут быть извлечены только в виде шлама. Влияние градиента температур, поверхностно-активных веществ, пульсаций давления в буровом растворе, механических ударов бурового снаряда [Абдрахимов и др., 1992] также снижает расчетную величину  $H_p$ .

### 2.3. Упругая анизотропия зерна

Наиболее точную, количественную характеристику анизотропии дает акустополаризационный метод [Горбацевич, 1995]. Общее представление об упругой анизотропии зерна по всему разрезу СГ-3 можно составить, анализируя величины показателя анизотропии  $B$ . Метод определения показателя  $B$  является упрощенным вариантом метода акустополарископии [Горбацевич и др., 1993]. Он определяется на кубических образцах, выпиленных из зерна таким образом, что одна из осей кубического образца ( $X$ ) совпадает с осью скважины, а две другие ( $Y, Z$ ) перпендикулярны ей (рис. 2.2).

Представленное на рис. 2.3а распределение величин  $B$ , как и приведенные выше результаты структурно-текстурного анализа, дает основание выделить две, резко различающиеся по анизотропии части разреза. Первая из них, в пределах от земной поверхности до  $H = 4.43$  км, содержит слабоанизотропные и практически изотропные породы, такие как диабазы, перидотиты, филлиты, туфы, песчаники, алевролиты. В пределах первой части средняя величина показателя  $B \approx 0.08$ . В интервале  $H = 1.8 - 1.9$  км имеется участок сильноанизотропных пород, где отмечены прослои медно-никелевого оруденения [Кольская сверхглубокая, 1984]. Резкая граница ( $H = 4.43$  км), разделяющая две части разреза СГ-3 по фактору упругой анизотропии, проходит в районе Лучлемпольского разлома.

Залегающие ниже 4.43 км породы (в основном, амфиболиты, сланцы, гнейсы, граниты, мигматиты), в среднем, сильноанизотропны. В отдельных интервалах показатель  $B > 0.4$ . Участки наиболее сильноанизотропных пород отмечены на глубинах 4.43 - 4.95, 5.75 - 7.0 и 7.4 - 8.65 км. Ниже  $H = 8.3$  км, если судить по максимальным значениям  $B$ , упругая анизотропия пород монотонно снижается.

Ранее выполненные исследования показали, что упругая анизотропия кристаллических пород чаще всего является следствием длительно действующих палеонапряжений [Grase, 1960; Кожевников, 1982; Продайвода, 1990]. Причем, на основе метода акустополарископии ориентированных пород возможно определение вида напряженного состояния, направленности и относительной величины компонент поля палеонапряжений [Горбацевич, Басалаев, 1993]. Анализ акустополариграмм образцов пород, залегающих ниже 4.43 км, подтверждает такой вывод.

Примеры акустополариграмм модальных типов пород этой части разреза, - гранитов, гнейсов, сланцев, амфиболитов представлены на рис. 2.4. Упругая анизотропия биотит-плагиоклазовых гнейсов и гранитов, если судить по их акустополариграммам и матрицам  $V_{ij}$  (рис. 2.4, табл. 2.1) выражена очень отчетливо. Причем акустополариграммы обр. 24996ш, 28184ш указывают на орторомбический тип симметрии, а обр. 30020, 24256ш - на поперечно-изотропный. В двух направлениях из трех каждого образца проявляется эффект

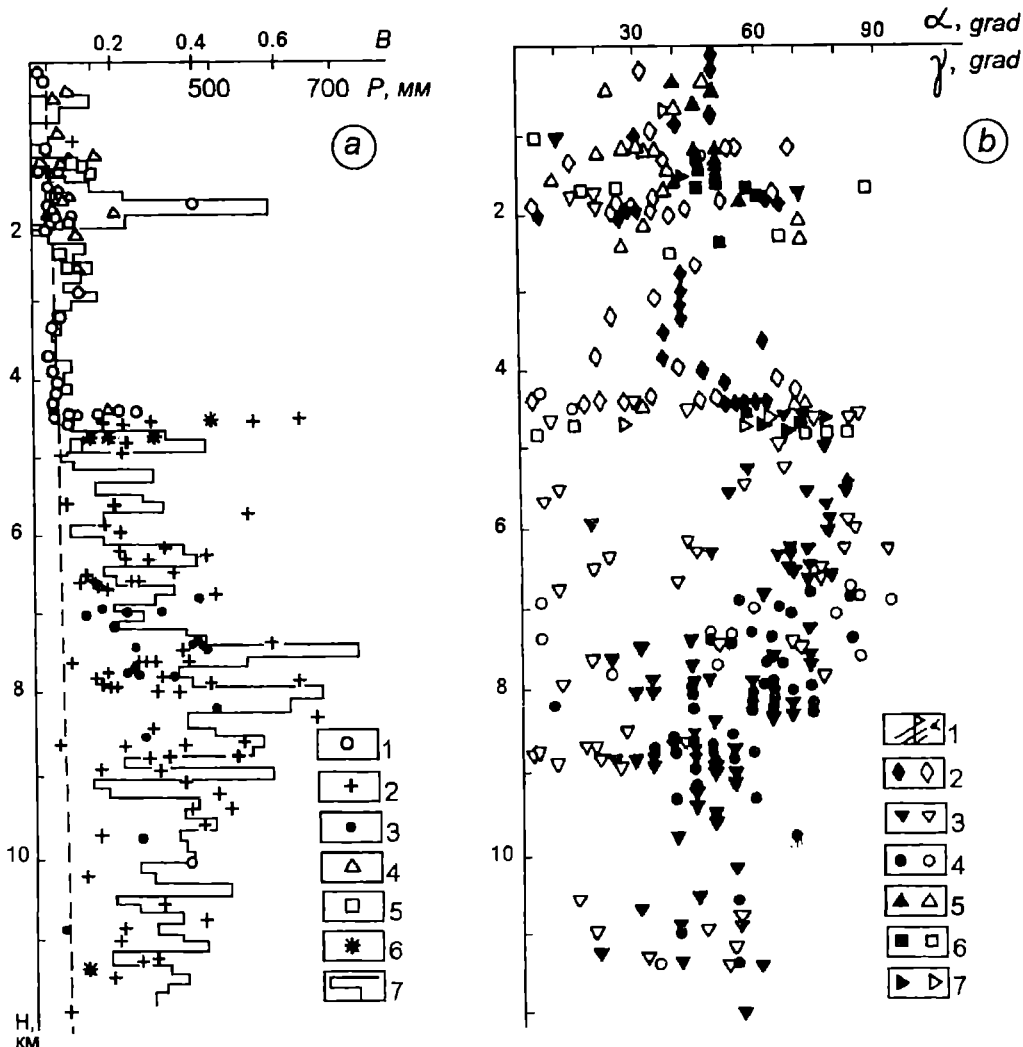


Рис. 2.3. Параметры упругой анизотропии пород по разрезу СГ-3. (Составитель Ф.Ф.Горбацевич).

*а* - распределение единичных значений показателя анизотропии  $B$ . 1 - диабазы, перидотиты; 2 - амфиболиты, сланцы; 3 - гнейсы, граниты, мигматиты; 4 - филлиты, туфы; 5 - песчаники, алевролиты; 6 - порфириды; 7 - средний интервальный поперечный размер  $P$  скважины. *б* - распределение единичных значений угла  $\alpha$  - между плоскостью упругой анизотропии пород и осью скважины и угла  $\gamma$  - сланцеватости (слоистости, полосчатости) по отношению к той же оси. 1 - схема отсчета углов  $\alpha$  и  $\gamma$ ; 2 - диабазы; 3 - амфиболиты, перидотиты, сланцы; 4 - гнейсы, граниты, мигматиты; 5 - филлиты, туфы; 6 - песчаники, алевролиты; 7 - порфириды. Незаштрихованные значки представляют углы  $\alpha$ , заштрихованные -  $\gamma$ .

линейной анизотропии поглощения (ЭЛАП). Этот эффект очень сильно выражен в образце ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяного гнейса (обр. 24256ш). Здесь основой проявления эффекта является плоскостная модель [Горбачевич, 1990]. Для большого числа образцов сланцев (рис. 2.4) характерны акустополариграммы, которые отражают наличие ЭЛАП сильной степени. Причем, модели его проявления могут быть как плоскостного (обр. 26715ш, 35924), так и линейно-плоскостного типов (обр. 19402ш, 27227ш).

Таблица 2.1

Плотность и показатели упругости некоторых образцов разреза СГ-3

№№ шп	Наименование породы	Номер образца	Глуби- на Н, м	Плю- тно- сть $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Матрица величин скорости $V_{ij}$ , км/с			Сте- пень акус- тичес- кого дихро- изма $D$
					6	7	8	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	Ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяные гнейсы	24256Ш	7475.7	2.74	4.54	2.49	2.49	0.65
					2.57	3.50	2.16	0.61
					2.23	1.94	3.49	0.14
2.	Граниты плагиоклазовые с амфиболом	24996Ш	7695.5	2.65	5.21	2.72	2.54	0.09
					2.84	4.33	2.48	0.51
					2.55	2.52	3.36	0.03
3.	Эпидот-биотит-плагиоклазовые гнейсы	28184Ш	8234.0	2.67	3.99	2.58	2.25	0.17
					2.53	3.72	2.13	0.14
					2.29	2.28	3.40	0.26
4.	Биотитовые гнейсы (теневые мигматиты)	30020	8566.4	2.59	3.93	2.05	1.66	0.05
					1.90	3.71	1.70	0.54
					1.75	1.75	3.12	0.00
5.	Амфибол-плагиоклазовые сланцы	19402Ш	5893.0	2.96	4.99	3.06	2.83	0.13
					2.93	4.22	2.60	0.14
					2.58	-	3.38	0.39
6.	Тальк-флогопит-тремолитовые сланцы	26715Ш	7930.9	2.95	5.73	3.40	2.57	0.82
					3.35	4.10	1.86	0.86
					-	1.80	2.22	0.13
7.	Эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы	27227Ш	8017.0	2.99	5.39	2.84	2.48	0.31
					2.61	4.64	2.01	0.63
					2.37	2.18	4.21	0.56
8.	Аллогипербазитовые сланцы	35924	9672	3.02	4.92	3.01	2.30	0.51
					2.89	4.55	2.18	0.01
					2.43	2.36	3.76	0.13
9.	Клинопироксеновые амфиболиты	24788Ш	7659.2	3.04	6.40	2.88	3.21	0.17
					2.94	4.86	2.58	0.73
					3.14	2.61	4.54	0.79
10.	Амфиболиты со сфеном	24947	7684.6	3.01	5.27	3.05	2.97	0.03
					3.06	4.83	2.97	0.02
					-	2.73	4.38	0.00
11.	Куммингтонитовые амфиболиты	27026Ш	7959.1	2.89	5.38	3.13	2.39	0.49
					3.06	4.66	2.24	0.68
					2.15	2.12	4.41	0.16
12.	Эпидот-роговообманковые амфиболиты	31272	8761.4	3.02	5.30	3.38	2.56	0.24
					3.20	4.85	2.40	0.26
					2.50	2.43	3.53	0.21

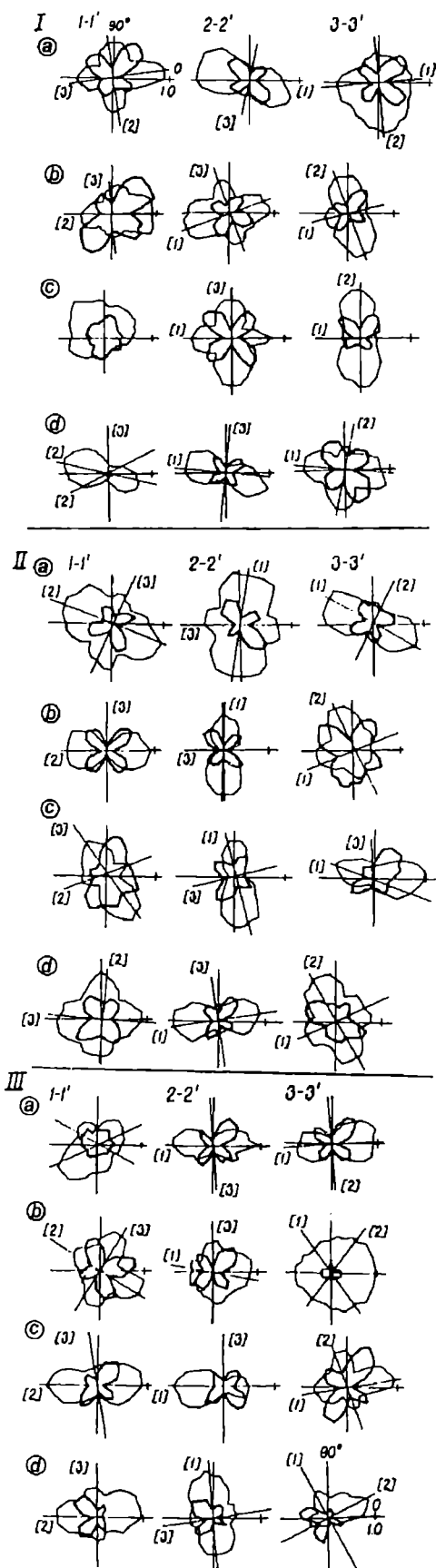


Рис. 2.4. Примеры акустополариграмм модальных типов архейских пород. (Составитель Ф.Ф.Горбачевич).

1a - гранита плагиоклазового с амфиболом (обр. 24996ш); 1b - эпидот-биотит-плагиоклазового гнейса (обр. 28184ш); 1c - биотитового гнейса (обр. 30020); 1d - ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяного гнейса (обр. 24256ш). 2a - амфибол-плагиоклазового сланца (обр. 19402ш); 2b - тальк-флогопит-тремолитового сланца (обр. 26715ш); 2c - эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазового кристаллосланца (обр. 27227ш); 2d - апогипербазитового сланца (обр. 35924). 3a - клинопироксенового амфиболита (обр. 24788ш); 3b - амфиболита со сфеном (обр. 24947); 3c - куммингтонитового амфиболита (обр. 27026ш); 3d - эпидот-роговообманкового амфиболита (обр. 31272). Тонкая линия - векторы поляризации параллельны; утолщенная - скрещены.

Акустополяриграммы амфиболитов, как правило, указывают на влияние четырех, встречающихся в различных сочетаниях и степени, факторов: упругой анизотропии, эффекта линейной анизотропии поглощения, микротрещиноватости, неоднородностей. На акустополяриграммы обр. 24788ш, 27026ш оказал влияние первый фактор и в значительной мере второй. На очертания акустополяриграмм обр. 31272 (гр.3-3') повлияли в равной степени все факторы. В образцах 27026ш, 31272 проявляется плоскостная модель ЭЛАП, а в обр. 24788ш - линейная [Горбачевич, 1990]. Как правило, проекции элементов симметрии четко выделяются на всех трех гранях образцов. Обзор матриц  $V_{ij}$  (табл. 2.1) показывает, что каждая из скоростных характеристик пород содержит некоторую определенную (детерминированную) и случайную (флуктуационную) составляющие. Показатель эффекта линейной анизотропии поглощения  $D$  изменяется во всем спектре возможных значений. Из выборки, прошедшей полный комплекс акустополаризационных испытаний, только 10 образцов показали поперечно-изотропный тип симметрии. Причем 6 из них представляют редкую разновидность этого типа, - в направлении оси скорость распространения продольных волн максимальна, а в направлении плоскости - минимальна [Горбачевич, 1995]. Для этого типа симметрии в матрице  $V_{ij}$ , например, имеют место отношения:  $V_{11} > V_{22} = V_{33}$ ,  $V_{12} = V_{21} = V_{13} = V_{31} > V_{23} = V_{32}$  [Акустополариметрия, 1990]. Примером пород этого типа может служить обр. 24256ш (табл. 2.1). Условно данный тип упругой симметрии можно представить моделью, состоящей из параллельных цилиндрических стержней. Пространство между стержнями может занимать изотропная среда с отличающимися от материала стержней упругими свойствами. Наиболее близкая этому случаю текстура приведена на рис. 2.2b. Происхождение симметрии этого типа пород не вполне ясно. Она может возникнуть, например, при пластическом растяжении или в связи с метасоматическими процессами в амфиболитах, гнейсах и др.

Среди констант упругости (табл. 2.2), как правило, имеют место неравенства  $C_{11} > C_{22} > C_{33}$ ;  $C_{66} > C_{55} > C_{44}$ .

Диапазон изменений  $C_{11}$  составляет 25.3-146 ГПа, причем самый высокий показатель этого параметра отмечен у образца роговообманкового амфиболита, отобранного на глубине  $H = 11430$  м. Самое низкое значение  $C_{11} = 25.3$  ГПа измерено в образце мигматита ( $H = 9865$  м). Характер разброса единичных значений  $C_{\alpha\beta}$ , в целом, соответствует разбросу измеренных величин скорости  $V_{ij}$ , рис. 2.1b. В среднем, амфиболитам свойственны высокие значения  $C_{\alpha\beta}$ , более низкие - сланцам, самые низкие - гранитам, гнейсам, мигматитам [Горбачевич, 1995].

Помимо показателя  $B$ , упругая анизотропия характеризуется углом падения и азимутом простираения ее плоскости симметрии. На рисунке 2.3b, представлены результаты измерений угла падения  $\alpha$ , измеренного также на образцах, изготовленных в форме куба. Определение угла  $\alpha$  произведено по формуле:

$$\alpha = \arccos \frac{1}{\sqrt{[\operatorname{tg}^2 \beta_{n_1} + \operatorname{tg}^2 \beta_{n_2} + 1]}}$$

где  $\beta_{n1}$  - угол, который составляет плоскость упругой симметрии с плоскостью, нормальной к оси зерна на боковой грани  $X$  образца,  $\beta_{n2}$  - соответственно, такой же угол на грани  $Y$ . Помимо величин угла  $\alpha$ , на рис. 2.3b нанесены значения углов сланцеватости, слоистости, полосчатости  $\gamma$ , измеренные непосредственно на зерне между плоскостями этих элементов и осью зерна.

Согласно полученным данным, в пределах всего разреза можно выделить три больших интервала, в которых выдерживаются величины угла  $\gamma$ . Первый из них находится в пределах 0-4 км. В нем величина преобладающего угла  $\gamma$  составляет 40-50°.

На глубинах, примерно равных 1.1 и 2.0 км, диапазон изменения угла  $\gamma$  значительно шире и составляет от 10 до 50° и от 4 до 70°, соответственно. Ниже глубины 4.4 км и до 7 км средняя величина угла  $\gamma$  становится равной 70°. Затем, на участке 7.0-8.4 км наблюдается сравнительно плавное снижение угла  $\gamma$  до величин 40°-50°. Последние значения  $\gamma$  характерны для участка 8.4-11.5 км.

Таблица 2.2

Константы упругости и показатели анизотропии  
некоторых образцов пород разреза СГ-3

№№ п/п	Наименование породы	Номер образца	Глу- бина Н, м	$C_{11}$	$C_{22}$	$C_{33}$	$C_{44}$	$C_{55}$	$C_{66}$	$\epsilon_{1133}$	Тип симметрии
1.	Ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяные гнейсы	24256Ш	7475.7	5.65	3.36	3.34	1.15	1.53	1.75	0.30	Г
2.	Граниты плагиоклазовые с амфиболом	24996Ш	7695.5	7.19	4.97	2.99	1.66	1.71	2.05	0.55	Р
3.	Эпидиот-биотит-плагиоклазовые гнейсы	28184Ш	8234.0	4.25	3.69	1.30	3.09	1.30	1.38	1.74	Р
4.	Биотитовые гнейсы (теневые мигматиты)	30020	8566.4	4.00	3.56	2.52	0.77	0.76	1.02	0.26	Г
5.	Амфибол-плагиоклазовые сланцы	19402Ш	5893.0	7.37	5.27	3.38	2.00	2.17	2.66	0.47	Р
6.	Тальк-флогопит-тремолитовые сланцы	26715Ш	7930.9	9.68	4.96	1.45	0.99	1.95	3.36	1.58	Р
7.	Эпидиот-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы	27227Ш	8017.0	8.69	6.44	5.30	1.31	1.76	2.22	0.28	Р
8.	Апогипербазитовые сланцы	35924	9672	7.31	6.25	4.27	1.56	1.69	2.63	0.31	Р
9.	Клинопироксеновые амфиболиты	24788Ш	7659.2	12.4	7.18	6.26	2.05	3.06	2.57	0.40	Р
10.	Амфиболиты со сфеном	24947	7684.6	8.36	7.02	5.77	2.44	2.65	2.82	0.20	Р
11.	Куинджитовые амфиболиты	27026Ш	7959.1	8.36	6.28	5.62	1.37	1.49	2.77	0.22	Р
12.	Эпидиот-роговообманковые амфиболиты	31272	8761.4	8.48	7.10	3.76	1.76	1.93	3.27	0.50	Р

Анализируя в целом рассеяние единичных значений угла  $\alpha$ , можно отметить их явное несовпадение со значениями угла  $\gamma$ . Как правило, значения угла  $\alpha$  ниже, чем соответствующие значения угла  $\gamma$ . Поскольку угол  $\alpha$  отражает пространственное положение плоскости упругой анизотропии, можно считать, что эти плоскости занимают, в среднем, более субвертикальную ориентацию, чем плоскости слоистости, сланцеватости,

линейности. Отклонение плоскостей упругой симметрии в сторону более вертикальных положений, скорее всего, свидетельствует о наличии и длительном действии в прошлом значительных субгоризонтальных тектонических напряжений. Это привело к переориентировке кристаллоупругих направлений в соответствии с вектором действия главной компоненты палеонапряжений в каждом минеральном зерне. Подобное пространственное положение элементов упругой симметрии может быть также вызвано образованием, в результате того же самого тектонического напряжения, систем микротрещин.

На глубинах 1.2-1.3, 1.8-2.1, 4.4-4.7 км наблюдается весьма интересное явление - угол  $\alpha$  практически проходит весь спектр возможных значений в пределах 0-90°. Подобный характер изменений пространственного положения плоскости упругой анизотропии пород может определенно означать, что на этих глубинах имело место сдвиговое напряжение, с возможным смещением одних пластов, пачек пород относительно других. Например, в интервалах глубин 1.2-1.3, 1.8-2.1 км такое разнообразие значений углов  $\alpha$  объясняется более поздними событиями - дезинтеграцией пород и разориентировкой их фрагментов в результате тектонических подвижек с последующим оруденением. Эти локальные события не повлияли на анизотропию всего структурного этажа, поскольку ориентировка угла  $\alpha$  сохраняется и до и после этих интервалов.

Иное наблюдается в интервале глубин 4.4-4.7 км. До глубины 4.4 км наблюдается одни величины углов  $\alpha$ ,  $\gamma$ , а после  $H=4.7$  км эти углы возрастают примерно в два раза. Так как породы на глубинах 4.4-4.7 км находятся в зоне Лучломпольского разлома, можно полагать, что изменение средних углов  $\alpha$ ,  $\gamma$  до и после него объясняется смещением вышележащего блока пород относительно нижележащего. Схема движения блоков (пластов, пачек) пород на глубине 7.5-7.6 км совпадает с описанной для интервалов глубин 1.2-1.3, 1.8-2.1 км. Постепенное изменение пространственного положения элементов симметрии упругой анизотропии и текстурных характеристик пород из интервала глубин 4.7-7.6 км можно объяснить влиянием конседиментационного прогибания в период накопления данной толщи. Резкая смена показателей анизотропии в интервале 4.4-4.7 км может быть объяснена как граница между разными структурными этажами, а разнообразие в ориентировках элементов симметрии анизотропии и текстур может быть следствием процессов, связанных с возникновением Лучломпольского разлома.

Таким образом, для разреза Кольской сверхглубокой скважины по результатам измерений углов  $\alpha$  и  $\gamma$  установлено два динамических типа пород. Первый из них фиксирует зоны дробления либо границы раздела структурных этажей без смещения (или со смещением) верхней и нижней части блока ( $H=1.2-1.3$ , 1.8-2.1, 4.4-4.7, 7.5-7.6 км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях, либо с конседиментационным прогибанием.

Дополнительную информацию позволяет получить сравнение величин углов  $\alpha$ ,  $\gamma$  с показателем  $B$ , рис.2.3. Например, интервалы глубин, в пределах которых наблюдается наибольшая анизотропия пород (1.8-2.1, 4.4-4.7, 6.2-6.4, 7.5-7.6 км), сопровождаются наибольшим диапазоном изменения углов. В пределах тех же интервалов глубин отмечается наибольшая кавернозность ствола скважины [Козловский, 1984].

В целом, в архейской части разреза выявленные типы упругих свойств соответствуют трем типам основных текстур (рис. 2.2). Тип *a* обычно представляет поперечно-изотропную (псевдогексагональную) систему симметрии, характеризуемую наличием одной оси и одной плоскости симметрии. На рис. 2.2а ось симметрии направлена по оси  $Z$ , а



плоскость симметрии направлена по осям X, Y. Тип *б* также представляет поперечно-изотропную систему симметрии, описанную в разделе 2.3, которая в идеальном случае представляет собой пучок параллельных цилиндрических стержней, размещенных в однородной изотропной среде. В этом случае ось симметрии расположена в направлении координаты Y, а плоскость симметрии проходит параллельно направлениям Z, X. Тип *в* представляет собой комбинацию типов *а* и *б*, рис. 2.2, в. В породах Кольской сверхглубокой скважины тип *в* представлен наиболее часто [Архейский комплекс, 1991]. Его упругая симметрия является орторомбической. Она содержит три плоскости симметрии, проходящие параллельно осям X, Y, Z.

Вышеприведенные результаты получены на керне и образцах, изготовленных из него. Как следует из этих результатов, методы исследования керна и образцов позволяют получить большой объем чрезвычайно разнообразной информации. Вместе с этим, полученные данные (рис. 2.1) не являются, из-за влияния эффекта дезинтеграции, истинными свойствами, отвечающими свойствам кристаллической породы в массиве. Поэтому особую значимость приобретают эксперименты с получением значений упругих свойств пород при приложении напряжений и вида напряженного состояния, отвечающих их значениям в реальном массиве.

#### 2.4. Анизотропия пород с учетом напряженного состояния

Для оценки изменений степени анизотропии различных пород архейского комплекса при нагрузках, соответствующих глубинным условиям, нами были проведены определения скорости  $V_p$  и  $V_s$  в ориентированных образцах керна при приложении давления до 200 МПа. При изготовлении образцов ориентировка граней осуществлялась на основе учета структурных элементов - полосчатости, сланцеватости и линейности по осям X, Y, Z (рис. 2.2).

Ниже в табл. 2.3 приведены результаты измерений скорости  $V_p$  в некоторых породах вдоль различных осей в зависимости от давления P.

Степень анизотропии *A* рассчитывалась по формуле  $A = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\min}} \cdot 100, \%$ .

Из приведенных примеров следует, что в ненагруженном состоянии коэффициенты анизотропии *A* изменяются в пределах 10-40% , а в нагруженном до 200 Мпа - 3-14 %. Изменения анизотропии под давлением были изучены примерно на 30 образцах пород. Отметим некоторые характерные особенности проявления упругой анизотропии пород при высоком давлении. Лейкократовые, обогащенные кварцем породы, как правило, обладают меньшей анизотропией (порядка 3-4%), чем породы с высоким содержанием слюды или роговой обманки (10-20%). Причем степень анизотропии лейкократовых пород при высоких давлениях непосредственно связана с содержанием в них слюды. Испытания пород в широком диапазоне давлений показывают, что в большинстве случаев, но не всегда, степень анизотропии при нормальном и низком давлении выше чем при высоком. Это объясняется разными факторами, вызывающими упругую анизотропию. С одной стороны, она обусловлена однообразной преобладающей ориентировкой порообразующих минералов как по кристаллографическим осям, так и форме зерен. С другой стороны, она определяется системой микротрещин, возникающих, как правило, при разгрузке керна от напряжений (п. 2.2).

В большинстве случаев эти два фактора действуют согласованно, так как основная часть микротрещин ориентирована вдоль границ удлиненных зерен. Поэтому при действии давления закрываются, в первую очередь, микротрещины, ориентированные параллельно сланцеватости и линейности, что и приводит к резкому увеличению величин скорости при измерении вдоль оси Z, т.е. перпендикулярно сланцеватости (рис. 2.2). Соответственно, при увеличении нагрузки степень анизотропии понижается.

Таблица 2.3

Изменения величин скорости  $V_p$  при нагружении в некоторых породах архейского комплекса СГ-3

Номер образца	Порода	$V_p$	Ориентировка	Скорость $V_p$ (км/с) при P (МПа)			
				0.1	50	100	200
22508	Гранат-биотит-плагиоклазовый гнейс	$V_p$	$\perp$ Сл $\perp$ Л	3.9	5.03	5.60	5.78
		$V_p$	$\parallel$ Сл $\parallel$ Л	4.43	5.88	6.23	6.47
		A		13	17	8	12
25403	Мусковит-биотит-микроклин-плагиоклазовый гнейс лейкократовый	$V_p$	$\parallel$ Сл $\perp$ Л	3.8	5.42	5.80	6.04
		$V_p$	$\parallel$ Сл $\parallel$ Л	4.2	5.60	5.95	6.17
		A		10	4	3	3
26744	Плагиоклаз-роговообманковый амфиболит	$V_p$	$\perp$ Л	5.0	5.7	6.0	6.3
		$V_p$	$\parallel$ Л	6.3	6.9	7.05	7.13
		A		26	21	17	14
31280	Эпидот-биотит-плагиоклаз-роговообманковый кристалло-сланец	$V_p$	$\perp$ Сл $\perp$ Л	3.2	5.78	6.42	6.70
		$V_p$	$\parallel$ Сл $\parallel$ Л	4.5	6.18	6.81	7.05
		A		40	7	6	4

Примечание. Сл - сланцеватость, Л - линейность.

В целом, характер деформирования пород, залегающих до глубины 4.43 км и после этой отметки, существенно различается. В качестве примера, на рис. 2.5 приведена зависимость изменений величин скорости  $V_p$  и  $V_s$  от приложенного давления для образца 7407 габбро-диабазы, отобранного с глубины 1990 м. Измерения проведены на кубическом образце при приложении давления в трех взаимоперпендикулярных направлениях. Как следует из результатов испытаний, величины скорости  $V_p$  и  $V_s$  незначительно (в пределах до 3-8%) возрастают во всех трех направлениях при изменении нагрузок от 0 до 100 МПа.

Существенно отличен механизм деформирования пород, залегающих глубже отметки 4.43 км - гнейсов, амфиболитов, сланцев в связи с наличием в них зерен слюд, роговой обманки и главное, проявлением эффекта разуплотнения. В качестве характерного примера на рис. 2.6 приведены результаты нагружения обр. 28094 биотит-эпидот-амфиболового сланца, отобранного на глубине 8226 м. В процессе нагружения до 100 МПа величина  $V_p$  в направлении, совпадающем с осью скважины, возрастает на 125% от начальной. В направлениях по нормали к оси рост величины  $V_p$  составил около 60% от начальной величины. Изменения величин  $V_s$  при нагружении в тех же пределах составляют до 32% от начальных.

Аспекты изменений упругой анизотропии и других характеристик под нагрузкой являются достаточно сложными и интенсивно изучаются в настоящее время [Лебедев и др., 1991; Jans et al., 1994]. Их рассмотрение заслуживает особого внимания в связи с недостаточной сходимостью результатов геофизических работ с геологическими разрезами, вскрываемыми при сверхглубоком бурении.

$V_p, V_s, \text{ km/s}$

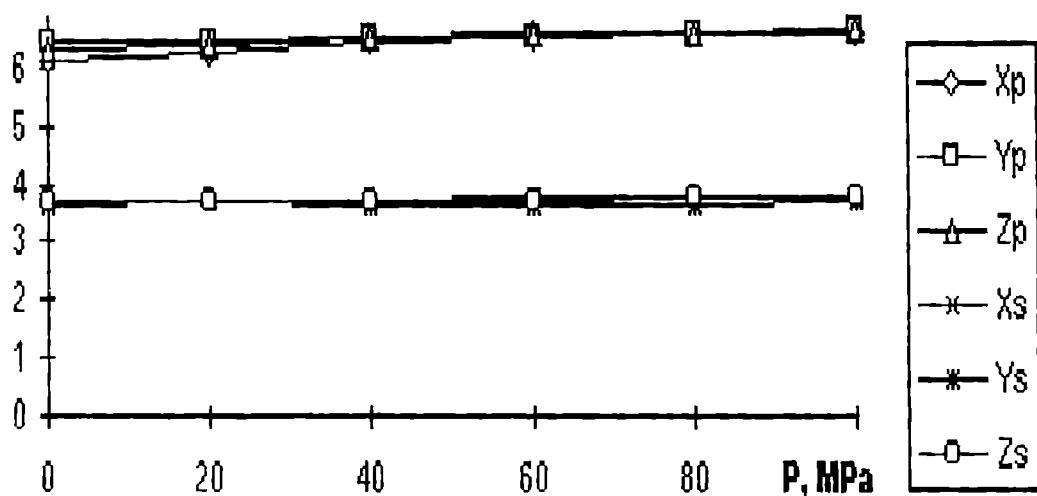


Рис. 2.5. Зависимости величин скорости  $V_p$  и  $V_s$  от давления, измеренные в трех направлениях X, Y, Z в кубическом обр. 7407 (H = 1990 м) габбродиабазы. (Составитель Ильченко ВЛ.).

$V_p, V_s, \text{ km/s}$

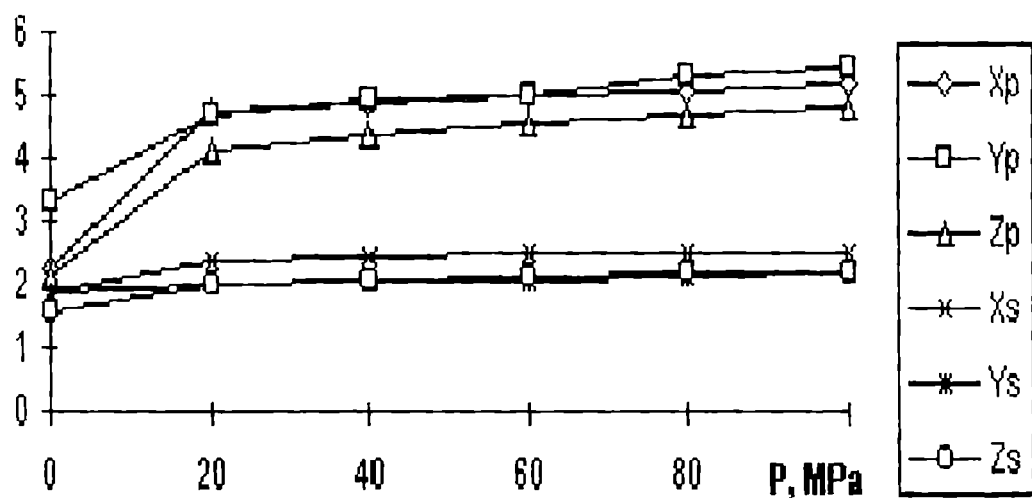


Рис. 2.6. Зависимости величин скорости  $V_p$  и  $V_s$  от давления, измеренные в трех направлениях X, Y, Z в кубическом обр. 28094 (H = 8226 м) биотит-эпидот-амфиболового сланца. (Составитель Ильченко ВЛ.).

Наиболее близкими свойствам *in situ*, хотя и менее информативными, являются скоростные характеристики пород, полученные методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Кроме того, эти методы наблюдений принципиально ближе методам поверхностной геофизики и сейморазведки [Гурвич, 1975].

## **2.5. Скоростная модель по данным акустического каротажа и вертикального сейсмического профилирования**

Исследования изменений величин скорости распространения продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в протерозойской и архейской частях разреза СГ-3 производились многократно [Кольская сверхглубокая, 1984; Литосфера, 1987; Лизинский, Ланев, 1991]. Метод АК является в значительной степени более детальным, чем метод ВСП. Для скважин, пройденных без осложнений, без каверн разрешающая способность метода АК составляет единицы метров, а погрешность измерений величин скорости - порядка 0.01 км/с. Метод ВСП позволяет получать менее детальные результаты. Его разрешающая способность применительно к условиям СГ-3 составляет десятки метров, а погрешность измерения - 0.1 км/с. Сопоставление результатов обоих методов возможно на основе трансформации более детальных данных АК к данным ВСП. Метод трансформации может заключаться в построении по исходным данным АК годографа для воображаемого источника, совмещенного с устьем скважины (так называемый метод накопленного годографа). По этому годографу определяются пластовые скорости, которые затем сопоставляются с пластовыми скоростями, вычисленными по данным ВСП.

Особого внимания заслуживает анализ достоверности графиков скорости  $V_p$  и  $V_s$ , полученных методом АК. При построении этих графиков использованы записи времен прохождения продольных и поперечных волн по околоствольному массиву в окрестности зонда АК и записи профилемера ПФ. Однако эти графики, в силу сложных геолого-геофизических условий, воздействия высоких температур и давления, технологических осложнений в стволе (высокая кавернозность и др.), в общем, отмечаются невысоким качеством записи, многочисленными перерывами и выбросами. В целом, достоверность величин  $V_p$  подтверждается лишь в отдельных интервалах, суммарная мощность которых не превышает 25-30% от общей мощности архейского комплекса. Скорость  $V_s$  можно было уверенно определить лишь в отдельных интервалах ограниченной мощности, в которых получена более или менее удовлетворительная запись волновых картин (ВК).

Низкое качество диаграмм АК заставляет привлекать результаты лабораторных определений скорости  $V_p$  и  $V_s$ , полученные на образцах керна при высоком давлении. При построении непрерывных диаграмм  $V_p$  и  $V_s$  по всему разрезу архейского комплекса учитывался специфический ритмично-слоистый характер геологического разреза с многократной повторяемостью одних и тех же типов пород. При этом использовался также метод комплексной поинтервальной геолого-геофизической интерпретации [Галдин, 1990], который позволил провести полную идентификацию различных интервалов разреза по совокупности геологических и геофизических характеристик.

При сопоставлении графиков АК с результатами лабораторных определений скорости  $V_p$  и  $V_s$  в образцах керна учитывалась степень однородности данного интервала по составу пород, а также напряженное состояние пород в стенках скважины и в массиве на данной глубине.

Практически эти требования свелись к отбору и исследованию достаточного количества образцов представительных пород в сравнительно однородных интервалах разреза, в пределах которых, кроме того, была получена удовлетворительная запись АК. Необходимость учета вида напряженного состояния вытекает из того факта, что в пределах архейского комплекса СГ-3 породы находятся в условиях сложного напряженного состояния. При имитации напряженного состояния пород нами было принята величина коэффициента бокового отпора, равная  $\approx 0.33$ , а в качестве эквивалентной принималась нагрузка, равная среднеарифметической от вертикальной составляющей напряжения  $\sigma_z$  на данной глубине и величин боковых компонент.

Исследования показали также, что лабораторные эксперименты при этом необходимо проводить с образцами пород в воздушно-сухом состоянии и запаянными в оболочку. При соблюдении этих условий получали удовлетворительное совпадение величин  $V_p$ ,  $V_s$ , полученных при лабораторных испытаниях с графиками АК [Галдин, 1990].

При проведении ВСП были соблюдены два условия. Профиль, по которому располагались источники был проведен по восстанию пород. Источники располагались как можно ближе к устью скважины. Выбор местоположения пунктов взрыва (ПВ) не был свободен из-за необходимости использования естественных водоемов. Наиболее близкий ПВ находился на расстоянии 0.15 км. При его использовании получен график изменений  $V_p$  и  $V_s$  от устья до глубины 5 км. С использованием ПВ на расстоянии 0.7 км получена скоростная модель ВСП по всему разрезу СГ-3.

Сводный вертикальный скоростной разрез по скважине СГ-3 (рис. 2.7) составлен на основе данных, полученных методами АК, ВСП и измерений на образцах, при соответствующих РТ-условиях. Для интервала глубин 7.2-11.5 км приведены значения скорости  $V_p$  и  $V_s$ , полученные расчетным методом (РМ) [Архейский комплекс, 1991]. Суть метода РМ заключается в определении величин  $V_p$  и  $V_s$  по конкретному минеральному составу образца [Беликов и др., 1970].

Данные рис.2.7 позволяют заключить, что все три метода дают весьма сходные результаты. По результатам расчетов (РМ), группа пород, объединяющая лейкократовые разновидности (тенивые мигматиты, гнейсо-граниты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, пегматиты и др.), имеет значимо отличные величины  $V_p$  от группы амфибол-пироксеносодержащих пород (амфиболиты, метагаббро, амфиболовые сланцы и др.). Амфиболсодержащим породам свойственны более высокие значения расчетных  $V_p \approx 6.7$  км/с, а породам гнейсо-гранитного комплекса - более низкие,  $V_p \approx 6.15$  км/с. Единичные и средние значения  $V_p$  пород гнейсо-гранитного комплекса близки величинам, зарегистрированным методами ВСП и АК. Это объясняется тем, что основной объем пород архейского комплекса составляют гранитоиды, плагиогнейсы и мигматиты. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и метагаббро составляют в общем объеме 30%.

Существенно меньший разброс данных, полученных методами ВСП, АК и РМ, наблюдается при измерениях  $V_s$ .

В целом, средняя величина скорости распространения продольных колебаний в породах архейского комплекса, вскрытых по разрезу СГ-3, определенных тремя методами, составляет  $V_p = 6.2$  км, средняя величина скорости поперечных,  $V_s = 3.6$  км. Повышение давления и температуры с увеличением глубины по разрезу СГ-3 не оказывает существенного влияния на величины  $V_p$  и  $V_s$ , получаемыми ВСП и АК. Продольные волны являются более чувствительными к скоростному контрасту между лейкократовыми и меланократовыми породами и, таким образом, более пригодны для их расчленения. Расчетный метод (РМ) определения  $V_p$  и  $V_s$  по минеральному составу пород позволяет получать, по крайней мере до глубин  $\sim 15$  км, результаты весьма близкие реально присущим массиву.

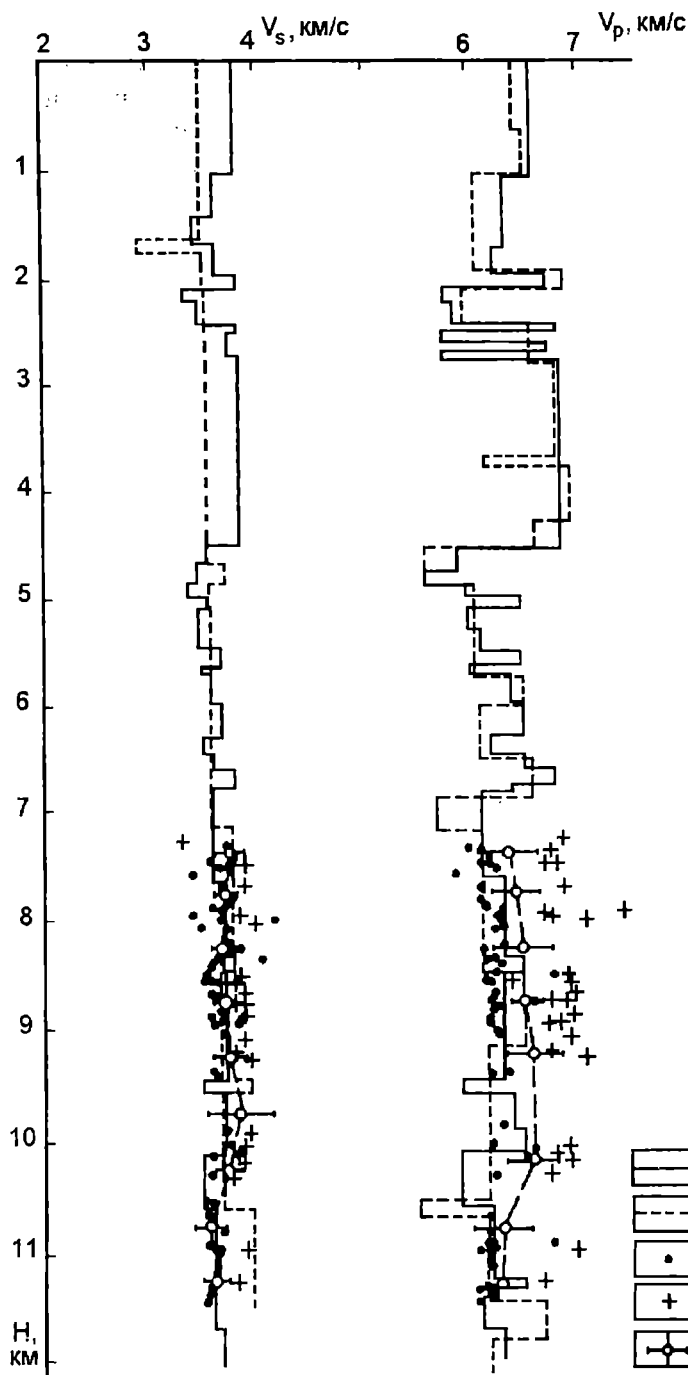


Рис. 2.7. Вертикальный скоростной разрез вдоль ствола СГ-3 (Составители: Лизинский М.Д., Галдин Н.Е., Горбачевич Ф.Ф.).

1 - метод вертикального сейсмического профилирования (ВСП); 2 - метод акустического каротажа (АК); 3 - расчетный метод (РМ), примененный для пород гнейсо-гранитного состава; 4 - расчетный метод, для амфиболсодержащих пород; 5 - расчетный метод, доверительные пределы средних по интервалам.

## 2.6. Обобщенная модель скоростной анизотропии

Некоторые параметры пространственного положения скважины, формы ее поперечного сечения непосредственно связаны с упругой анизотропией пород. Например, известно, что при бурении в анизотропных породах [Бахвалов и др., 1989] ствол скважины отклоняется от вертикали в направлении перпендикуляра к плоскости анизотропии (плоскости слоистости, сланцеватости, полосчатости). Наиболее наглядный пример этого представлен на геологическом разрезе, рис. 2.8, через ряд скважин, включающем и Криворожскую сверхглубокую [Kurlov et al., 1990]. Согласно приведенной схеме, тенденция отклонений от вертикали всех семи скважин подтверждает наблюдаемое правило. Соответственно, по азимуту отклонения скважины от вертикали можно судить о пространственном положении плоскости анизотропии. На рис. 2.9 приведены в плане траектории четырех стволов Кольской скважины СГ-3, пройденных в разное время, достигшие различных предельных глубин.

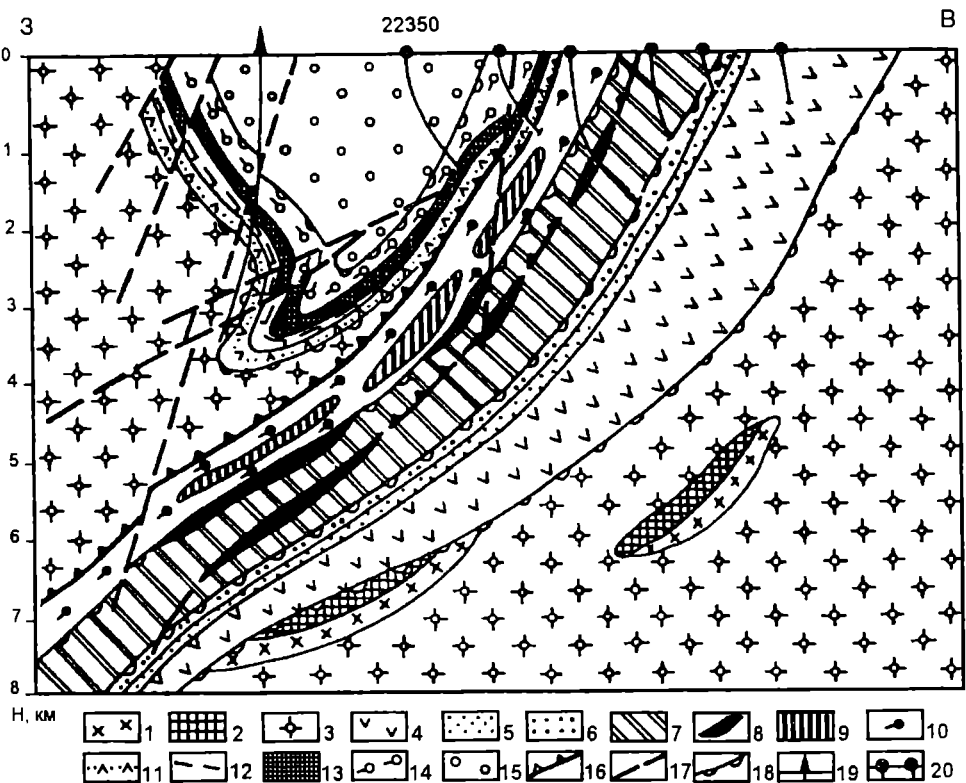


Рис. 2.8. Геологический разрез Криворожской сверхглубокой скважины [Kurlov et al, 1990].

*Архейский комплекс:* 1- базиты, 2 - формация полосчатых железистых кварцитов, 3 - тоналиты. *Раннепротерозойская криворожская серия:* 4 - новокриворожская свита, 5-6 - скелеватская свита (5 - конгломераты, кварциты, филлиты; 6 - хлорит-тальковые и карбонат-тальковые сланцы); 7-8 - саксаганская свита (7 - железистые кварциты, 8 - железные руды); 9-10 - гданцевская свита (9 - железистые кварциты, магнетитовые руды; 10 - мраморы, кварц-биотитовые и углистые сланцы). *Раннепротерозойская ингуло-ингулецкая серия:* 11-12 - зеленореченская свита (11 - кварциты, высокоглиноземистые песчаники, амфибол-полевошпат-биотитовые сланцы; 12 - высокоглиноземистые двуслюдяные гранатовые сланцы, тальк-амфиболовые породы); 13 - артемовская свита; 14 - родионовская свита; 15 - среднепротерозойская глееватская свита; 16 - надвиг; 17 - разлом; 18 - несогласие; 19 - Криворожская сверхглубокая скважина; 20 - разведочные скважины.

Анализируя траектории стволов СГ-3, рис. 2.9, и используя вышеприведенное правило, можно прийти к выводу, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ, плоскость упругой анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется ряд интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости анизотропии (табл. 2.4). В данном случае под термином этаж понимается интервал глубин, в пределах которого непрерывно выдерживаются приблизительно одинаковые значения азимута простирания, угла падения плоскости анизотропии, параметра В.

Таблица 2.4

Параметры пространственного положения элементов упругой анизотропии массива и поля палеонапряжений по разрезу СГ-3

Номер этажа	Интервал, км	Мощность, км	Азимут простирания плоскости анизотропии $\theta$ , град	Угол падения плоскости анизотропии $\alpha_{ср}$ , град	Параметр анизотропии $B_{ср}$
1	0.0-1.2	1.2	-	-	0.05
2	1.3-1.8	0.5	ЮВ 118	ЮЗ 40	0.04
3	1.8-2.1	0.3	-	ЮЗ 0-90	0.13
4	2.1-4.4	2.3	ЮВ 118	ЮЗ 40	0.06
5	4.4-6.2	1.8	90	ЮЗ 60-70	0.18
6	6.2-7.6	1.4	ЮВ 127	ЮЗ 50-60	0.22
7	7.6-8.6	1.0	СВ 80	ЮВ 50	0.31
8	8.6-10.15	1.55	СВ 40	ЮВ 40	0.28
9	10.15-11.1	0.95	ЮВ 120	СВ 40	0.2
10	> 11.1	> 1.16	СВ 35	СЗ 40	0.19

Траектории стволов, рис. 2.9, позволяют заметить, что точки поворота этих плоскостей практически выдерживаются вне зависимости от номера ствола и времени его проходки. Например, в пределах глубин 1.4-4.8 км азимут нормали к плоскости анизотропии примерно равен СВ 28° от магнитного меридиана. Затем, в интервале 4.8-6.2 км ствол скважины практически идет в направлении магнитного меридиана. В пределах глубин 6.2-7.6 км его отклонение составляет СВ 37°. В следующем интервале 7.6-8.6 км азимут отклонения ствола I равен СЗ 350°. Причем, практически на том же интервале ствол III имеет аналогичный азимут. На глубинах 8.4-8.8 км стволы I и III совершают поворот и идут в направлении СЗ 310°. В точке 10.5 км, стволы I и II практически синхронно поворачивают и продолжают до глубины 11.1 км с азимутом ЮЗ 210°. Последний отрезок стволов I, II, III на глубинах, больших 11.1 км проходит в направлении ЮВ 125°. Ствол IV, начинающийся на глубине 9.54 км и заканчивающийся на 10.5 км, повторяет траекторию ствола III.

Таким образом, по результатам замеров азимута отклонений скважины от вертикали, в пределах всего разреза СГ-3 выделяются 10 анизотропно-структурных этажей, табл. 2.4. Эти этажи отличаются также величинами угла падения  $\alpha$  и параметра анизотропии В (рис. 2.3).

Обращает на себя внимание, что движение забоев стволов скважины в пределах девятого этажа происходит в прямо противоположном направлении движению, зарегистрированному в шестом. Наиболее отчетливо противоположные по направлению азимутов движения забоев стволов происходили в пределах восьмого и десятого этажей. В пределах этажей 5, 7, 8, 10 движения забоев происходило в направлении, близком к перпендикуляр к выявленным структурным элементам в геологическом разрезе скважины.



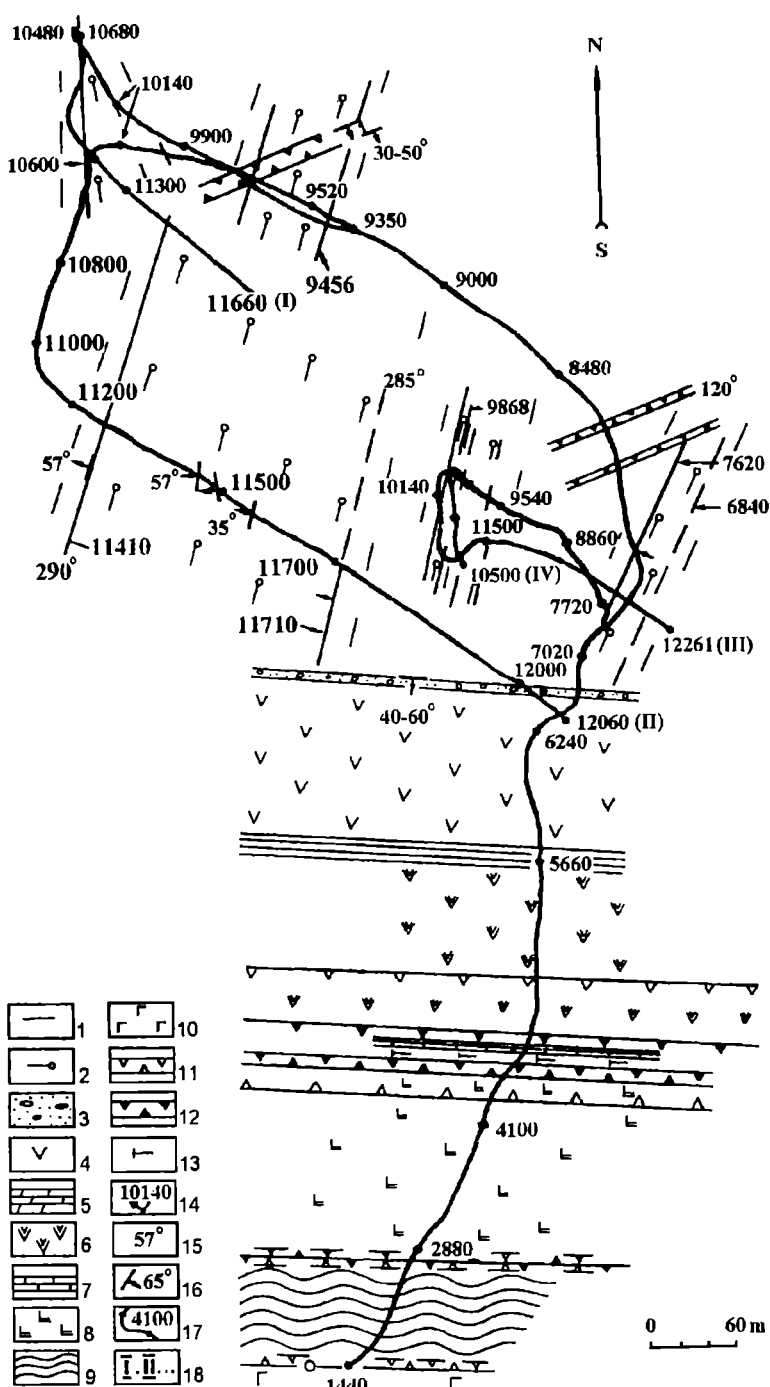


Рис. 2.9. Проекция на горизонтальную плоскость траектории стволов Кольской СГ-3. (Составитель Смирнов Ю.П.).

1 - толща биотит-плагиоклазовых гнейсов с высококальциевыми минералами (ВКМ); 2 - толща биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ); 3 - телевинская свита; 4 - маярвинская свита; 5 - кувернерийюкская свита; 6 - пирттиярвинская свита; 7 - лучломпольская свита; 8 - заполярнинская свита; 9 - ждановская свита; 10 - матертинская свита; 11 - зона трещиноватости и катаклаза лучломпольского разлома; 12 - зона образования бластомилонитов; 13 - андезит-дацитовые порфиры; 14 - глубина контактов опорной толщи; 15 - азимут падения опорных толщ или маркирующих пластов железистых кварцитов; 16 - направление и угол падения; 17 - глубина отдельных точек стволов; 18 - номера стволов СГ-3 в хронологической последовательности.

Вышеприведенный анализ данных рис. 2.3 позволил выделить фактически те же границы раздела этажей 4.4-4.7 км, 6.2-6.4, 7.5-7.6 км, которые были ранее выделены в разделе 2.3. Данные рис. 2.3а позволяют дополнить характеристики каждого из выделенных этажей параметром  $V_{ср}$  - усредненным показателем анизотропии в интервале (этаже).

Ранее весьма сходные результаты связи параметров анизотропии пород с углами отклонения от вертикали получены на Воротиловской скважине [Розаев, Горбацевич, 1996]. На начальных глубинах, в пределах зоны брекчированных пород, угол отклонения скважины от вертикали составляет 0-2°. На глубинах 2-4 км при сравнительно невысоких значениях  $V_{ср}$  и углов  $\alpha$  скважина отклоняется от вертикали до 4°. В интервале резкого возрастания коэффициента  $V_{ср}$  ( $H = 3.0-4.0$  км), при повороте плоскости анизотропии и приближении величины  $\alpha$  к 45° наблюдается резкое увеличение угла отклонения - до 8°. В интервале  $H > 4.3$  км, при значительном уменьшении величины коэффициента  $V_{ср}$  и увеличении угла  $\alpha$  направление оси скважины опять становится более близким к вертикали.

Изложенные результаты позволяют сделать обоснованный вывод: азимут траектории отклонения скважины от вертикали  $\theta$  и величина угла  $\alpha$  являются достаточными параметрами для определения пространственного положения элементов упругой анизотропии в массиве. Эти параметры также являются исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений. Построенная в соответствии с этим, на рис. 2.10 представлена модель упругой анизотропии по разрезу Кольской СГ-3.

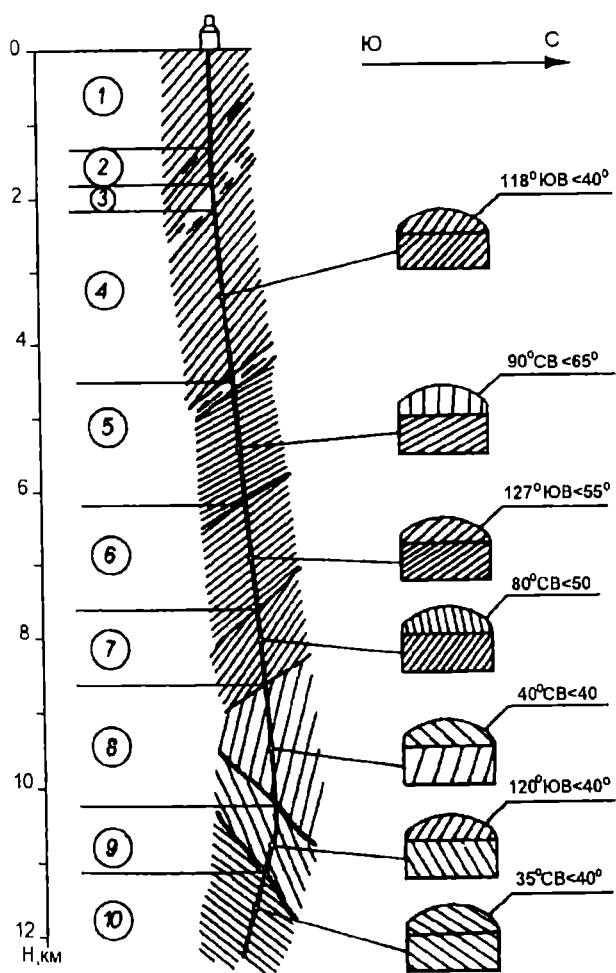


Рис. 2.10. Модель упругой анизотропии разреза по разрезу Кольской СГ-3 (Составитель Горбацевич Ф.Ф.).

Согласно модели, в пределах первого этажа (0-1.2 км), существенного отклонения скважины от вертикали не отмечено. Преобладают практически изотропные породы. Такое заключение позволяет сделать полученная величина усредненного показателя  $B_{cp} = 0.05$ . Это значение является пороговым и позволяет отличать изотропные породы от анизотропных [Горбачевич, 1995]. Согласно данным АК и ВСП (рис.2.7) величины скорости продольных и поперечных волн составляют  $V_p = 6.6$  км/с,  $V_s = 3.8$  км/с. Первый и второй этажи разделены прослоем слабоанизотропных пород ( $H = 1.2-1.3$  км). В пределах этого прослоя в прошлом происходили тектонические подвижки с образованием медно-никелевого оруденения [Кольская сверхглубокая, 1984].

Второй этаж (1.3-1.8 км) также сложен изотропными породами ( $B_{cp} = 0.04$ ). Однако скорости распространения упругих волн здесь, в среднем, ниже,  $V_p = 6.4$  км/с,  $V_s = 3.6$  км/с.

Третий этаж (1.8-2.1 км) представлен слоем, включающим сильноанизотропные породы и медно-никелевое оруденение. В пределах этого слоя параметр анизотропии  $B_{cp} = 0.13$ . Совокупность данных рис. 2.3, позволяет заключить, что в пределах слоя происходили мощные тектонические подвижки типа внедрения пласта (пачки) без изменения положения выше- и нижележащей толщ. Направление внедрения, как и в прослое на глубинах 1.2-1.3 км, происходило под углом  $\approx 50^\circ$  к горизонту. Величины скорости продольных и поперечных волн, измеренные методами АК и ВСП, изменяются в пределах  $V_p = 5.8-6.7$  км/с,  $V_s = 3.3-3.8$  км/с. Значительные вариации упругих и упруго-анизотропных свойств вызвали образование в пределах третьего этажа значительных каверн в стволе скважины.

В пределах четвертого этажа (2.1-4.4 км) располагается самый однородный, изотропный и стабильный блок во всем разрезе СГ-3. Это подтверждает величина параметра  $B_{cp} = 0.04$ . В пределах блока методами АК и ВСП зарегистрированы самые высокие значения  $V_p = 6.8$  км/с,  $V_s = 3.8$  км/с. Ствол скважины отличается самая низкая кавернозность.

В интервале  $H = 2.8-4.4$  км элементы залегания слоистости, сланцеватости, полосчатости очень строго выдержаны как по простиранию, так и по падению ( $118^\circ$  ЮВ,  $\angle 40^\circ$ ). Эти же параметры простирания и падения характерны для второго и третьего этажей.

Граница четвертого и пятого этажей проходит по Лучломпольскому разлому. По нашим данным (рис. 2.3) основные тектонические подвижки происходили в интервале 4.4-4.7 км. В этой зоне происходило смещение вниз верхнего блока относительно нижнего, с поворотом примерно на  $30^\circ$  против часовой стрелки. Существенное увеличение упругой анизотропии пород в начале 5 этажа привело к росту угла отклонения ствола СГ-3 от вертикали примерно на  $3^\circ$ .

Пятый этаж (4.4-6.2 км) в отличие от вышележащих характеризуется существенно большим параметром упругой анизотропии ( $B_{cp} = 0.18$ ). С начала этого этажа в скважине существенно возрастает кавернозность (рис. 2.3). Ранее на примере Уральской сверхглубокой скважины [Горбачевич и др., 1993] было показано, что возрастание кавернозности связано с анизотропией пород. Положение плоскости анизотропии субширотно. Она погружается на юг под углом  $60-70^\circ$ . Методами АК и ВСП получены средние величины  $V_p = 6.2$  км/с,  $V_s = 3.5$  км/с. Вместе с этим, скоростная неоднородность в пределах данного этажа очень значительна.

На шестом этаже (6.2-7.6 км) залегают еще более анизотропные породы, чем на пятом ( $B_{cp} = 0.22$ ). Как и на предыдущем этаже, сохраняется значительный разброс параметра анизотропии. Акустический каротаж и ВСП, рис. 2.7, также подтвердили скоростную неоднородность в пределах этажа. Средние величины  $V_p = 6.1$  км/с,  $V_s = 3.5$  км/с. Азимут плоскости анизотропии довольно близок азимуту такой же плоскости четвертого этажа.

Погружение скважины происходит с отклонением от вертикали в направлении СВ  $37^\circ$ , но с заметными вариациями от этого направления.

Граница, разделяющая шестой и седьмой этажи (7.6 км) была зафиксирована при проведении сейсмических работ. Ранее [Литвиненко, 1975] ее относили к границе Конрада. Эта граница разделяет I и II толщи архейского комплекса. Она характеризуется резким переходом от биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистой минерализацией к амфиболсодержащим породам. Указанные факторы вызвали дополнительное отклонение ствола скважины от вертикали.

Седьмой этаж (7.6-8.6 км) отличает самая высокая анизотропия слагающих пород ( $B_{cp} = 0.31$ ) и настолько же высокие вариации показателя анизотропии. Высокая упругая анизотропия пород сопровождается очень высокой кавернозностью ствола. На некоторых его участках каверны достигают размеров более чем 0.7 м (рис. 2.3). Очень значителен разброс величин угла плоскости анизотропии  $\alpha$  и угла сланцеватости  $\gamma$  по отношению к оси скважины. По данным акустического каротажа скорости распространения упругих колебаний в окрестности ствола, в среднем,  $V_p = 6.2$  км/с,  $V_s = 3.6$  км/с. Азимут плоскости анизотропии  $\theta$  близок азимуту той же характеристики пятого этажа, однако углы  $\alpha$  и  $\gamma$  отличаются очень большим разбросом единичных значений (рис. 2.3).

При переходе к восьмому этажу (8.6-10.15 км) азимут простираения плоскости анизотропии совершает поворот против часовой стрелки примерно на  $40^\circ$ . В пределах восьмого этажа упругая анизотропия пород ( $B_{cp} = 0.28$ ), в среднем, несколько ниже, чем на предыдущем этаже. Причем, при движении от верхней границы этажа к нижней происходит снижение единичных максимальных значений показателя  $B$  (рис. 2.3). Методом АК и ВСП в этом интервале получены  $V_p = 6.1$  км/с,  $V_s = 3.6$  км/с. Однако эти величины могут оказаться заниженными из-за высокой кавернозности этого участка ствола.

Переход от восьмого к девятому этажу стволов скважин также совершается с поворотом, но на угол, больший, чем  $90^\circ$ . Причем, для различных стволов этот переход совершается на различных глубинах. Например, для стволов I и II, рис.2.9, он происходит на глубине, примерно равной 10.6 км. Для стволов III и IV, пройденных с наименьшим отклонением в плане от точки забуривания, он совершается на глубине  $\sim 11.15$  км. Таким образом, разница по глубине встречи границы составляет порядка 450 м. Расстояние по горизонтали между точками поворота стволов I, II и III, IV составляет 400 м. Эти данные, а также пространственное положение точек поворота стволов позволяют определить угол падения и азимут простираения границы раздела между восьмым и девятым этажами. Они соответственно равны  $50^\circ$  и СВ  $50^\circ$ . Полученная величина угла падения, в среднем, согласуется с данными рис.2.3. Положение границы раздела между 8 и 9 этажами отражено на рис. 2.10.

На девятом этаже (10.15-11.1 км), судя по данным ограниченного числа измерений, залегают менее анизотропные породы ( $B_{cp} = 0.2$ ), чем на восьмом. Азимут плоскости анизотропии поворачивает более чем на  $90^\circ$  и занимает положение ЮВ  $120^\circ$ . По данным рис. 2.7 сохраняются те же, что и на восьмом, значения скоростей продольных и поперечных волн.

Положение границы раздела 9 и 10 этажей сходно с положением вышележащей границы. Применяв аналогичный анализ пространственного положения различных стволов, получим, что угол падения границы раздела 9 и 10 этажей ориентировочно равен  $60^\circ$ , а ее азимут простираения - СВ  $25^\circ$ . Обращает на себя внимание тот факт, что если до восьмого этажа все границы раздела имеют падение на юг, то границы разделов 8 и 9, 9 и 10 этажей падают на север. Таким образом, граница раздела 8 и 9 этажей

является одновременно и тектонической границей с иным характером деформаций, чем в верхних этажах.

Мощность десятого этажа не определена, так как бурение скважины по стволу III остановлено на отметке 12.261 км. В пределах отрезка 11.1-12.261 км отклонение стволов скважин выдерживается по одному азимуту - ЮВ 125°. Анизотропия пород несколько ниже, а скоростные характеристики по данным АК и ВСП примерно те же. Следует отметить, что азимуты плоскости анизотропии восьмого и десятого этажей практически одинаковы (СВ 35-40°), однако их азимуты углов падения противоположны.

В отличие от всех предыдущих этажей, в пределах девятого и десятого этажей ствол скважины отклоняется от вертикали в южную полусферу углов. Это может быть связано с иным типом фундамента, начинающегося с девятого этажа.

Приведенные выше материалы, как нам кажется, позволяют сделать заключение, на всех разрезах глубоких и сверхглубоких скважин, проведенных в кристаллических породах, наблюдается, по крайней мере, для нижних горизонтов, явное расхождение между результатами интерпретации геофизических работ и вскрытым геологическим разрезом. Для Кольской сверхглубокой удовлетворительное соответствие между геофизикой и геологией разреза получено лишь до глубины 4.5 км. Такое расхождение становится объяснимым при анализе результатов изучения реальной анизотропии пород. На глубине 4.43 км проходит граница, отделяющая существенно анизотропные породы от преимущественно изотропных. Ниже отметки 4.43 км залегают породы, в большинстве, орторомбической симметрии, с проявлением эффекта линейной акустической анизотропии поглощения.

Полученные нами характеристики, приведенные для каждого из 10 анизотропно-структурных этажей: их положение по разрезу СГ-3, азимут простирания и падения плоскости упругой анизотропии, величина ее параметра  $V_{cr}$  могут быть исходными для принятия рабочей концепции при интерпретации результатов геофизических работ. Учет параметров реальной анизотропии поможет осуществить приближение друг к другу геофизического и геологического разрезов полученных на основе бурения скважин в массивах кристаллических пород.

Экспериментальное изучение образцов пород разреза СГ-3 позволило обнаружить и вскрыть физическую сущность двух новых явлений: явления дезинтеграции глубинных поликристаллических пород и эффекта линейной акустической анизотропии поглощения. Поликристаллические породы разуплотняются и дезинтегрируются в процессе их извлечения с глубин, превышающих 4-5 км. Для получения характеристик упругости, близких *in situ*, следует проводить испытания таких образцов при соответствующих РТ-условиях. Эффект линейной акустической анизотропии поглощения очень широко проявляется, в основном, в амфиболсодержащих породах. При распространении упругих волн в амфиболсодержащих массивах следует ожидать подавления, за счет проявления этого эффекта, поперечной волны  $S_2$ .

По нашему мнению, весьма важным результатом проведенных исследований является построение упруго-анизотропной модели разреза СГ-3. Синтезированная модель построена на основе обобщенного анализа экспериментальных определений параметров упругой анизотропии на образцах, данных об отклонении стволов скважины от вертикали, показателей величин скорости, измеренных методами АК и ВСП.

Полученные данные свидетельствуют, что на глубинах 4.43 и 10.15 км по вертикали от устья скважины происходит существенная смена палеотектонических режимов с изменением направленности сил и деформаций. Причем, построенная на основе пространственно разнесенных стволов, граница между 8 и 9 этажами, как и более глубокая, между 9 и 10 этажами, показывает существенно иные характеристики падения и

простираения, чем все вышележащие этажи. Таким образом, начиная с 9 этажа должен регистрироваться иной геодинамический тип пород.

Метод АК, как и метод ВСП, применительно к измерениям в сверхглубоких скважинах, нуждаются в серьезной модернизации. В частности, необходимо переходить от обычного однокомпонентного ВСП к трехкомпонентному ПМ ВСП.

Как известно, сверхглубокие скважины являются чрезвычайно дорогостоящими сооружениями. Их бурение доступно лишь высокоразвитым индустриальным государствам. Поэтому уникальный опыт корреляции геологического и геофизического разрезов, полученных в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, должен быть использован как можно полнее. Вышеприведенные данные представляют возможность разработать детализированную методику интерпретации результатов геофизики при профильных наблюдениях в анизотропных массивах.

## Литература

Абдрахимов М.З., Траскин В.Ю., Перцов Н.В. Исследование разуплотнения кристаллических пород сверхглубоких скважин методами физико-химической механики//Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 128-135.

Акустополариметрия и определение упругой симметрии горных пород. Методические рекомендации// Ф.Ф. Горбацевич, В.В. Балаганский, Н.Г. Иванова. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 83 с.

Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Под редакцией Митрофанова Ф.П. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 186 с. .

Бахвалов А.И., Кузнецов Ю.И., Пономарев В.Н., Смирнов Ю.П., Смолин П.П. Магнитометрические исследования Кольской сверхглубокой скважины. Сов. Геология, 1989, № 9. С.83-87.

Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 274 с.

Галдин Н.Е. Система комплексной геолого-геофизической интерпретации нижней части разреза Кольской скважины СГ-3. Деп. в ОЦНТИ ВИЭМС 29.03.90. № 860-МГ90. С.1-47.

Горбацевич Ф.Ф. Анизотропия поглощения сдвиговых колебаний в горных породах//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1990. No 5. С. 70-79.

Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.

Горбацевич Ф.Ф., Басалаев А.А. Опыт определения параметров палеонапряжений с применением акустополаризационного метода//Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 1993. No 7. С. 24-31.

Горбацевич Ф.Ф., Медведев Р.В. Механизм разуплотнения кристаллических пород при их разгрузке от напряжений//Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 83-89.

Горбацевич Ф.Ф., Козловская О.В., Розаев А.Е., Шамрай Г.И. Инженерно-геологическая характеристика пород разреза Уральской сверхглубокой скважины//Изв. РАН. Геоэкология. 1993. No 5. С. 66-74.

Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбацевич Ф.Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явления дезинтеграции), геодинамические следствия//Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 136-144.

Гурвич И.И. Сейсморазведка. М.: Недра, 1975. 408 с.

Джеггер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: МИР, 1975. 255 с.

Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе//Внутреннее строение рудоносных докембрийских районов. М.: Наука, 1985, с. 4-47.

Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.

Козловский Е.А. Кольская сверхглубокая скважина//В мире науки. 1984. No 3. С. 38-49.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.

Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Термобарические изменения упругой анизотропии некоторых метаморфических пород//Геофизический журнал. 1991. Т.13. No 6. С. 17-29.

Лизинский М.Д., Ланев В.С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины//Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 130-147.

Литвиненко И.В. Сейсмические границы земной коры Балтийского щита //Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975. С. 151-155.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V //В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, И.В. Литвиненко и др. Киев: Наукова Думка, 1987. 186 с.

Продайвода Г.Т. Акустические свойства метаморфических пород и сейсмическая анизотропия//Советская геология. 1990. No 7. С. 100-106.

Розаев А.Е., Горбачевич Ф.Ф. Упруго-анизотропные свойства пород по разрезу Воротиловской глубокой скважины (ВГС). Геоэкология, No. 4, 1996. С. 75-86.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 279 с.

Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1978. 237 с.

Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Под ред. Г.И.Горбунова. Л.: Наука, 1978. С.160.

Brace W.F. Orientation of anisotropic minerals in a stress field: discussion/Mem. Geol. Soc. Amer. V.79. No 9. 1960. P. 9-20.

Gorbatsevich F.F. Non-linearity of Strain in Hard Crystalline Rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 33, No. 1, pp. 83-91, 1996.

Jans E., Siegesmund S., and Chlupac T. In situ seismic velocities versus laboratory measurements: an example from the KTB. Scientific Drilling (1994) 4: P.215-226.

Kurlov N.S., Baklanov N.E., Reshetnyak V.V. and Belevtsev R.Ya. Geological structure of Krivbass based on results of super-deep drilling and regional geological-geophysical studies. In: Super-deep Continental drilling and deep geophysical sounding. Springer-Verlag. Berlin, London, Tokyo. 1990. P.436.

Walsh J.B. The effect of cracks on the compressibility of rocks//J.G.R. 1965. Vol.70, No 2. P.380-391.

### **3.1. Изученность**

#### **Западно-Кольского района сейсмическими методами ОГТ и МОВ**

Историю изучения Кольского полуострова сейсморазведкой методом отраженных волн (не включая методы ГСЗ и МОВЗ), можно условно разделить на три этапа, соответствующих техническим и методическим возможностям своего времени.

Период с 1958 по 1975 годы был наиболее насыщен сейсмическими исследованиями, преимущественно методом отраженных волн (МОВ) по системе взаимоувязанных годографов с 1-2-3-х кратными перекрытиями. Основной объем работ этого этапа был сосредоточен в районе Печенгской структуры и ее обрамления. В качестве регистрирующих систем использовались аналоговые осциллографические станции и первые образцы станций с магнитной записью. В качестве источников возбуждения применялись поверхностные взрывы. Целью сейсмических работ МОВ первого этапа являлось как региональное изучение глубинного строения Кольского мегаблока, так и более детальное изучение собственно Печенгской структуры. Результаты исследований подробно изложены в публикациях [Литвиненко, 1965; 1971; 1976; 1984; Геология и глубинное..., 1968; Анкудинов, 1974; Кокорина, Литвиненко и др., 1974; Лизинский и др., 1981], а также в фондовых материалах Ленинградского горного института (ЛГИ), Западного геофизического треста (ЗГТ), Северо-Западного геологического управления (СЗГТУ). Основные ответственные исполнители работ: И.В.Литвиненко, С.А.Анкудинов, М.Е.Меламуд, М.Д.Лизинский.

На втором этапе, с 1975 по 1986 годы, сейсморазведка МОВ применялась в меньших объемах, но с более детальными задачами: изучение геологического строения отдельных геологических объектов и рудных районов (Хибинского массива, Оленегорского, Мончегорского рудных районов, массива Гремяха-Вырмес и т.д.). На этом этапе работ часто применялись пространственные системы наблюдений МОВ, представляющих собой замкнутые системы продольных и непродольных профилей, отработанных из одного или двух общих пунктов взрыва. Полученные таким образом поверхностные годографы отраженных волн позволяли производить отбраковку "боковых" отражений, впоследствии исключаемых из разреза по основному продольному профилю МОВ. В это же время, в комплексе с наземными работами МОВ, было начато применение вертикального сейсмического профилирования (ВСП), сначала в Z-модификации (ВСП-Z), а в дальнейшем и в поляризационной модификации (ВСП-ПМ).

На данном этапе работ использовались более современные (по сравнению с первым этапом) сейсмические станции с магнитной записью. Источником колебаний, по-прежнему, являлись поверхностные взрывы, а кратность наблюдений не превышала 2-4.

Работы МОВ этого этапа проводились силами территориальной геологической организации (ПГО "Севзапгеология") под методическим руководством отдела сейсморазведки ВИРГ. Результаты работ изложены в многочисленных публикациях [Пронягин и др., 1985; 1986; Пронягин, 1988] и фондовых отчетах. Наиболее прогрессивным моментом этого этапа работ необходимо считать попытки комплексирования наземных (МОВ) и скважинных (ВСП) сейсмических наблюдений в пределах детальных участков работ. Основные ответственные исполнители работ: А.В.Роллер, К.А.Кальнин, А.Л.Ронин, Н.И.Пронягин, В.А.Полякова.



В 1982-83 гг. впервые на Кольском полуострове при изучении Печенгской структуры был опробован метод многократных перекрытий с использованием цифровой регистрирующей аппаратуры ССЦ-4. В качестве источников возбуждения колебаний были использованы линии детонирующего шнура (ЛДШ). Однако, из-за повышенного уровня поверхностных помех, был получен материал неудовлетворительного качества, что, в определенной мере, затормозило процесс более широкого внедрения современной методики многократных перекрытий с использованием интерференционных систем возбуждения и приема колебаний в работах МОВ на Кольском полуострове.

Начиная с 1985 года, сейсмические работы по изучению геологического строения территории Кольского полуострова методом отраженных волн в модификации ОГТ были продолжены двумя организациями: ПГО "Севзапегеология" и вновь организованной на Кольском полуострове партией 104, структурно подчиненной Опытно-Методической геофизической экспедиции (ОМГЭ) НПО "Рудгеофизика". В дальнейшем, в 1990 году ОМГЭ отделилась от НПО "Рудгеофизика" и была преобразована в Государственное Предприятие ЭГГИ.

В 1985 году партия 104 (впоследствии переименованная в Северный филиал ГП ЭГГИ) впервые на Кольском полуострове начала профильные работы МОГТ с применением невзрывных источников упругих колебаний и 48-канальной регистрирующей аппаратуры "Прогресс-3В". Работы по опробованию различных типов невзрывных источников и новых аппаратурно-методических разработок были начаты в Печенгско-Аллареченском районе. Предварительно было выполнено обобщение данных сейсморазведки МОВ ранних этапов исследования Печенгской структуры, что позволило, с учетом результатов по первому из вибросейсмических профилей МОГТ Приречный-Никель (пр 02) (рис. 3.1), построить новую структурно-геологическую модель территории и сделать ряд нетрадиционных выводов, в частности, о том, что сквозная контрастная сейсмическая зона может объединять оба рудных района (Печенгский - в протерозойской вулканогенно-осадочной толще и Аллареченский - в архейском обрамлении). Это дало возможность сделать предположение о вероятном наличии единой магмо-рудоподводящей зоны. При таком варианте интерпретации два известных медно-никелевых месторождения Аллареченского района могут быть рассмотрены как фрагменты верхней части погребенной рудоносной системы. В 1986-1987 годах вибросейсмические исследования МОГТ Северного филиала ГП ЭГГИ в Печенгско-Аллареченском районе были продолжены в северной части профиля Приречный-Никель (пр 02) и по профилю Никель-Заполярный (пр 01) в направлении простираения продуктивной ждановской толщи, а также по двум профилям А и Б в районе СГ-3 (рис. 3.2). Объем вибросейсмических работ МОГТ, выполненных в 1985-1987 годах в Печенгско-Аллареченском районе, составил около 80 км.

В самом начале работ, в 1985-1987 годах, в Печенгско-Аллареченском районе методика была направлена, прежде всего, на оценку эффективности использования технологии многократных перекрытий с вибрационными источниками колебаний для изучения структурно-вещественных комплексов докембрия.

Из-за недостаточной канальности сейсмостанций "Прогресс-3" (48 каналов) и необходимости достижения необходимой кратности (24) без потери детальности временных разрезов и направленности системы для разных углов падения границ, была использована встречная фланговая система наблюдений, с шагом между пунктами приема 25 м, между пунктами возбуждения - 50 м. Таким образом, база наблюдений составляла

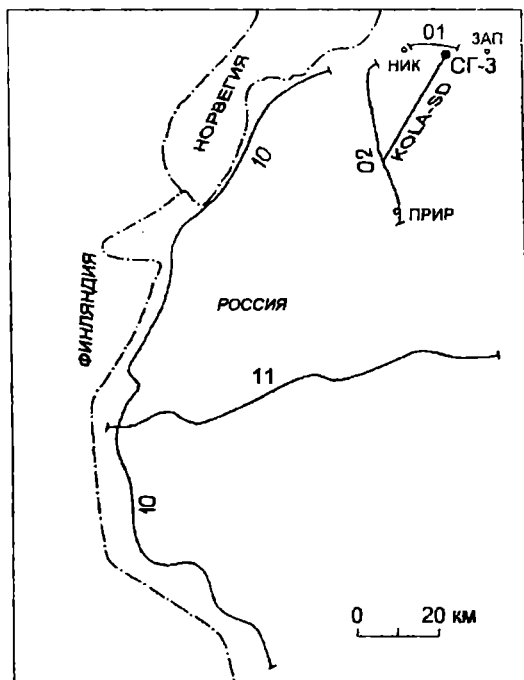


Рис. 3.1. Изученность Западно-Кольского района вибросейсморазведкой МОГТ.

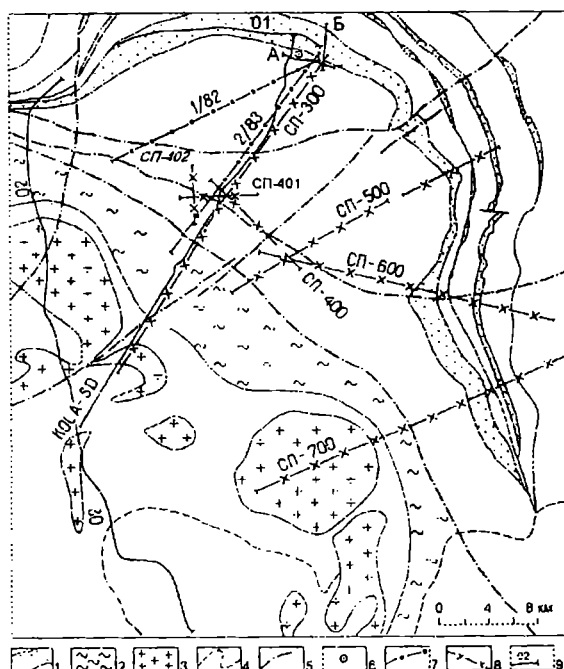


Рис. 3.2. Изученность Печенгской структуры сейсмическим методом ОГТ.

1 - горизонты осадочных пород, разделяющих диабазы I-IV покровов; 2 - сланцы южной зоны; 3 - граниты; 4 - комплекс гнейсов; 5 - тектонические нарушения; 6 - Кольская сверхглубокая скважина; 7 - профили МОГТ, ПГО "Севзапгеология" (1982-1984); 8 - профили МОГТ, АООТ "ЦКЭ" (1987-1990); 9 - вибросейсмические профили МОГТ, СФ ГП ЭГИ (1985-1992).

1175 м, кратность - 24, вынос источников - 300 м, группирование источников - 3 на базе 25 м, группирование сейсмоприемников - 11 на базе 25 м; сейсмоприемники - СВ-20П. Полоса частот возбуждаемого вибрационного сигнала составляла 22-78 Гц, длительность развертки - 9 с, длительность виброграммы - (12-14) с, количество накапливаемых воздействий - (6-12), шаг дискретизации сигнала по времени - 2 мс, фильтрация на входе - 14 Гц, режекторный фильтр включен постоянно. В процессе проведения опытно-методических работ параметры варьировали: увеличивалось количество воздействий до 16-18, длительность развертки опорного сигнала - до 12 с, полоса частот (22-60, 22-90 Гц), кратность прослеживания - до 48; но, в основном, параметры соответствовали приведенным выше.

Кроме вибросейсмических исследований Северного филиала ГП ЭГГИ, с 1987 по 1990 годы Центрально-Кольская поисково-съёмочная экспедиция ПГО "Севапгеология" (ныне АООТ ЦКЭ) в рамках обширной программы по геологическому доизучению (ГДП) Печенгской структуры масштаба 1:50 000 выполнила профильные работы МОГТ с поверхностными взрывами по нескольким радиальным (по отношению к Печенгской структуре) профилям МОГТ (СП-300, 400, 401, 402, 500, 600, 700), общим объемом около 100 км (рис. 3.2). Эти работы МОГТ выполнялись с использованием накладных точечных зарядов взрывчатых веществ без группирования воздействий. Регистрация колебаний производилась с использованием цифровой сейсмостанции "Прогресс-2". Шаг между пунктами приема составлял 30 м, шаг между пунктами возбуждения - 60 м, вынос - 600 м, длина базы наблюдений - 1410 м. Система наблюдений для достижения кратности накопления, равной 24 м, была фланговой встречной. Группирование СП точечное, на платформах, по 7 штук на канал. Тип сейсмоприемников СВ-20. В качестве источников колебаний использовались одиночные заряды тротила или скального аммонита, мощностью 5-10 кг, закладываемых в углубление, предварительно подготовленное накладным зарядом, весом до 1 кг. Регистрация велась на предварительном усилении (ПУ) - 3, при дискретизации сигнала во времени 2 мс. Предварительная фильтрация на входе (ФВЧ) - 10 Гц. При наличии промышленных помех применялась режекторная фильтрация. Длительность записи (регистрации) не превышала 3 с из-за резкого затухания сигнала во времени.

В 1992 году международным коллективом исследователей (США, Великобритания, Норвегия, Россия) был пройден наиболее принципиальный профиль МОГТ - (KOLA-SD) с выходом на Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3. Протяженность профиля около 40 км (рис. 3.1, 3.2). Эти работы представляли собой комплексные сейсмические исследования на поверхности и в скважине СГ-3 с применением в качестве источников колебаний мощных зарубежных вибраторов типа MERZ, а также регистрации удаленных промышленных взрывов. Работы проводились большим коллективом ученых из нескольких зарубежных университетов, Геологического института Кольского научного центра, ВИРГа, Института физики Земли РАН. Работы выполнены по проекту Северного филиала ГП ЭГГИ с участием его специалистов и завершены в 1994 году.

Методика исследований МОГТ на вибросейсмическом профиле KOLA-SD, выполненных в рамках международного эксперимента, была предложена иностранными партнерами и исходила из возможностей используемых технических средств. Так, при производстве работ были задействованы три 96-канальные сейсмические станции MDS-10, предоставленные американским (Вайоминг) и шотландским (Глазго) университетами, а также сверхмногожильный (240 жил) специальный сейсмический кабель.

Система наблюдений была фланговой, при положении вибраторов на меньших пикетах профиля по отношению к базе наблюдений. База приема состояла из 90 трехкомпонентных установок, расположенных через 50 м, т.е.

длина базы составляла 4450 м. Вынос источников колебаний был переменным, его величина колебалась от 0 до 2900 м, но, в основном, он менялся в пределах 1500-300 м. Шаг между ПВ по профилю составлял 50-100 м. Группирование источников колебаний и вертикальных сейсмоприемников линейное на базе 50 м. Количество вибраторов в группе 3-4, группирование вертикальных сейсмоприемников (типа СВ-10) - по 12 на канал. Горизонтальные (X и Y) сейсмоприемники не группировались ввиду невозможности установки таких групп на грунт из-за высоты снежного покрова. Из-за нехватки дополнительных секций кос (для поддержания неизменной кратности прослеживания) итоговая кратность получилась неравномерной (от 30 до 15-20) (рис. 3.3). Для достижения более равномерной кратности и расширения аперттуры наблюдений на профиле дополнительно устанавливались автономные регистрирующие системы REF-ТЕС (современный компьютеризированный вариант российских аналоговых станций типа "Земля" или "Тайга").

Количество таких систем, одновременно выставляемых по профилю, достигало 20-25, с шагом между ними 100 м. При компьютерной обработке объединение данных, зарегистрированных системами REF-ТЕС и станциями MDS-10, должно было скомпенсировать неравномерность кратности и расширить возможности метода, существенно увеличивая длину базы и, соответственно, аперттуру приема.

Количество воздействий на пунктах возбуждений составляло 8-10, но полевое накопление сигналов не производилось. Каждое воздействие регистрировалось отдельно на магнитный носитель с целью последующей компьютерной визуализации, частотного анализа и разбраковки. Полоса частот опорного сигнала (при его развертке вверх) находилась в диапазоне 10-60 Гц. Длительность развертки СВИП-сигнала составляла 24 с, длительность виброграммы - 39 с, шаг дискретизации сигнала по времени - 4 мс.

Следует подчеркнуть, что все сейсмические исследования третьего этапа, проведенные в пределах Печенгской структуры, были нацелены на решение различных как геологических, так и чисто научных задач, что повлекло за собой различия в методике и технике работ. На одних профилях ставилась задача достижения наибольшей разрешенности волнового поля и детальности суммарного разреза, на других - максимальной глубинности; поэтому результаты работ различаются и по информативности, и по принципиальной новизне полученной информации.

Одним из наиболее интересных объектов вибросейсмических исследований МОГТ в Западно-Кольском районе является пояс лапландских гранулитов, работы на котором были выполнены Северным филиалом ГПИ ЭГПИ в 1990-1994 годах. Ранее, глубинное изучение лапландских гранулитов предпринималось дважды: в 1961-1963 годах по профилю Р-1 [Литвиненко, 1984] и в 1983-1986 годах на территории Финляндии и Норвегии, по линии международного геотраверса POLAR [Luosto et al., 1989]. Методика ГСЗ, применявшаяся на этих профилях, была нацелена на изучение земной коры на глубинах 10-50 км, поэтому детали внутреннего строения пояса лапландских гранулитов, его форма и глубина распространения по данным ГСЗ были оценены неоднозначно.

Вибросейсмическими профилями МОГТ (пр 10 и 11), общая протяженность которых составила 330 км, пояс лапландских гранулитов был пересечен в двух направлениях (рис. 3.1). Субмеридиональный профиль 10, кроме пояса гранулитов, пересек все основные структурно-тектонические элементы к северу от него (блок Инари, Центральную Аномальную Зону, Вещьяурскую зону, Мохтьозерский разлом, западное замыкание Печенгской структуры). Создание увязанных ортогональных глубинных сечений пояса лапландских гранулитов и его обрамления позволило сделать ряд принципиально новых выводов о его глубинном строении [Kozlov et al., 1995; Mints et al., 1995].

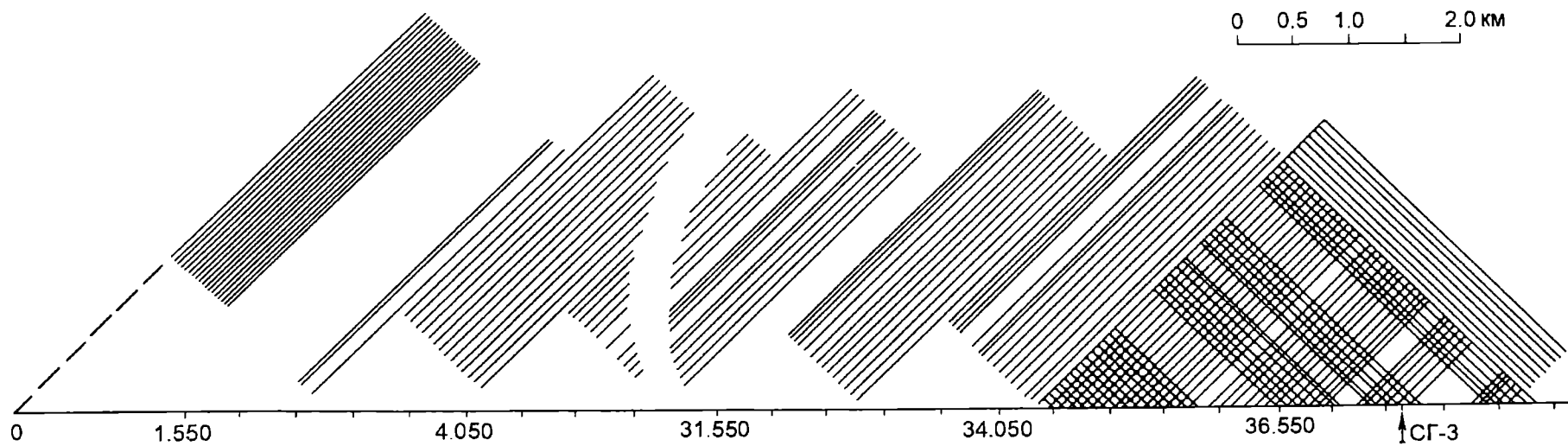


Рис. 3.3. Система наблюдений МОГТ на профиле KOLA-SD.

При выполнении вибросейсмических работ МОГТ в пределах структурно-вещественного комплекса (СВК) лапландских гранулитов методика полевых наблюдений была несколько изменена, так как работы носили региональный характер. В соответствии с этим на профилях 10 и 11 полоса частот опорного сигнала была смещена в область более низких частот (20-62 Гц), дискретизация сигнала - 4 мс, фильтр на входе - 14 Гц, количество воздействий - 12, длительность развертки - 9 с, длительность виброграммы - 15 с. Система наблюдений - центральная симметричная, вынос источника - 600 м, длина базы приема на каждом фланге - 1150 м, шаг между ПП - 50 м, шаг между ПВ - 50 м. Группирование источников - 3 на базе 50 м. Группирование приемников - 11 на базе 50 м. В северной части профиля 10 методика работ была изменена с целью усиления направленности системы наблюдений и увеличения глубинности, так как появилась техническая возможность использования американского многожильного кабеля (168 жил) и более низкочастотных сейсмоприемников (10 Гц). В связи с этим, в этой части профиля 10 встречная система наблюдений была заменена на фланговую, что позволило увеличить базу приема до 2350 м, направленная кратность составила 24, спектр возбуждаемого сигнала еще более расширен в сторону низких частот (14-62 Гц), число воздействий увеличено до 16. Длительность развертки сигнала составила 16 с, длительность виброграммы - 26 с. Остальные параметры работ остались неизменными.

Таким образом, работами Северного филиала ГП ЭГГИ, проведенными в 1985-1994 годах (основные ответственные исполнители работ: Ю.А.Рисположенский, В.А.Полякова, И.С.Бартенев), была доказана эффективность невзрывной сейсморазведки МОГТ при изучении докембрийских структурно-вещественных комплексов, и было рекомендовано ее применение в практических целях для создания глубинного каркаса при производстве мелкомасштабных геологических съемок, а также для заполнения информационного пробела между детально изученной поверхностью и результатами изучения земной коры методом глубинных сейсмических зондирований.

В период с 1990 по 1994 год в связи с резким сокращением централизованного финансирования геологоразведочных работ и изменением структуры геологической службы в регионах, территориальные геологические организации Мурманской области полностью прекратили проведение сейсмических исследований собственными силами.

В 1995 году значительные объемы сейсмических работ МОГТ на Кольском полуострове выполнены силами специализированной сейсморазведочной организации ГПП "Спецгеофизика", в рамках региональной программы по созданию каркасной сети геотраверсов для всей территории России. Так, в 1995 году по линии геотраверса I класса Баренцево море - Лодейное поле - Геленджик начаты профильные вибросейсмические исследования. В северной своей части этот профиль полностью пересек Мурманскую область, и на территории Кольского полуострова его длина составила свыше 500 км. Профиль прошел от побережья Баренцева моря (Лиинахамари) через Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 до Мурманска и далее на юг - Кандалакша - Кемь.

Методика вибросейсмических наблюдений по линии геотраверса в северной его части, которая проходит по территории Кольского полуострова, была подобна методике МОГТ-ШГСП, применявшейся на профиле KOLA-SD. База приема - 4750 м, кратность прослеживания - 48, шаг между ПВ и ПП - 50 м, система наблюдений - фланговая, группирование источников и приемников - линейное. Количество источников в группе 4-5, приемников - 22 на базе 44 м. Параметры возбуждения: полоса частот сигнала развертки (СВИП) - 14-48 Гц, при

длительности - 10 с, количество накапливаемых воздействий - 6, длина виброграммы - 30 с, фильтрация на входе сейсмостанции - 10 Гц, шаг дискретизации сигнала - 4 мс. Аппаратура: сейсмостанция "Прогресс-96В", электрогидравлические вибраторы СВ-5-150, сейсмоприемники СВ-10Ц. Равномерность и кратность системы наблюдений в данном случае несравненно выше чем на профиле KOLA-SD. В то же время, существенно (на 14 с) уменьшена длительность развертки опорного сигнала и, соответственно, на 9 с - длительность виброграммы. Несколько сужена полоса возбуждаемых и регистрируемых частот, а главное - мощность применяемых отечественных вибраторов СВ-5-150 существенно ниже мощности зарубежных вибраторов типа MERZ, которые применялись на профиле KOLA-SD, что, по-видимому, снизит глубинность исследований на геотраверсе. По состоянию на 1 января 1997 года материалы МОГТ-ШГСП по геотраверсу Баренцево море - Мурманск - Кандалакша - Кемь находятся в обработке, и ответ на вопрос об эффективной глубинности этих наблюдений будет получен позже.

Этой же организацией (ГПП "Спецгеофизика") в 1995 году по заказу Комитета Мурманской области по минерально-сырьевым ресурсам ("Мурмангеолком") были выполнены детальные сейсмические работы МОГТ в объеме около 40 км для изучения глубинной структуры и тектоники Мончегорского рудного района с целью обоснования выбора дальнейшего направления поисковых работ.

### **3.2. Сейсмический разрез**

#### ***по профилю ОГТ Нота - Лотта -Раякоски - Салмиярви***

Результативность вибросейсморазведки МОГТ в условиях докембрийских структурно-вещественных комплексов Кольского полуострова может быть проиллюстрирована на примере профиля 10 [Kozlov et al., 1995].

Трасса составного профиля проходит вблизи рокадной дороги вдоль северо-западной границы России в субмеридиональном направлении (рис. 3.1). Данное положение профиля оказалось очень выгодным с точки зрения изучения глубинного строения практически всех крупных геолого-тектонических элементов Западно-Кольского района: от древних супракрустальных образований Беломорья, через Корватундровскую зеленокаменную зону, Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП), блок Инари (его фрагмент, пересекаемый профилем на территории России, это Рунийокская гранитно-купольная структура) и далее к северу вплоть до западного замыкания Печенгской структуры. При общем направлении профиля вкрест простираня ЛГП он имеет несколько относительно протяженных участков, идущих по его простиранию, что осложняло корреляцию отражающих горизонтов. На рис. 3.4 приведен сводный временной разрез по профилю 10-10, из которого эти фрагменты исключены. На рис. 3.5 южная часть разреза по профилю 10 приведена с учетом фрагментов, идущих по простиранию, в оксонометрической проекции (программа CORT).

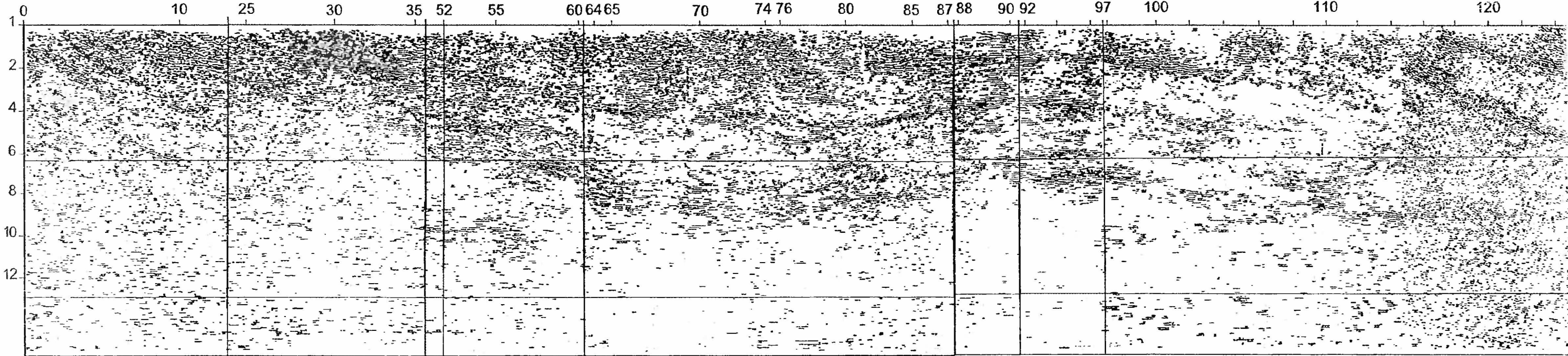
Южная часть профиля 10 (от пк 0 до пк 26.4) с изломом к западу на интервале пикетов 13.8-26.4 проходит через архейские породы беломорской серии и сланцы Корва-тундры. Волновое поле в этом интервале характерно для гнейсов Беломорского блока. Фиксируются три группы отраженных волн, расходящихся веером от  $t = 2$  с до 0 с и выходящих к поверхности в районе пикетов 1.0, 3.0, 5.0. На пикетах 8.0-10.0 в интервале времен 0.0-1.0 с можно выделить еще одно отражение. Все они коррелируются недостаточно устойчиво и, скорее всего, могут соотноситься с ограничениями интрузивных тел типа интрузии Падос-тундра. При повороте в широтном направлении указанные отражения не прослеживаются.

БЕЛОМОРСКИЙ  
БЛОК

ЛАПЛАНДСКИЙ

ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС

Ю



H, км

Рис. 3.4. Глубинный сейсмический разрез по профилю 10 (Нота-Лотта-Раякоски-Салмиярви).

Начало, окончание см. на обороте



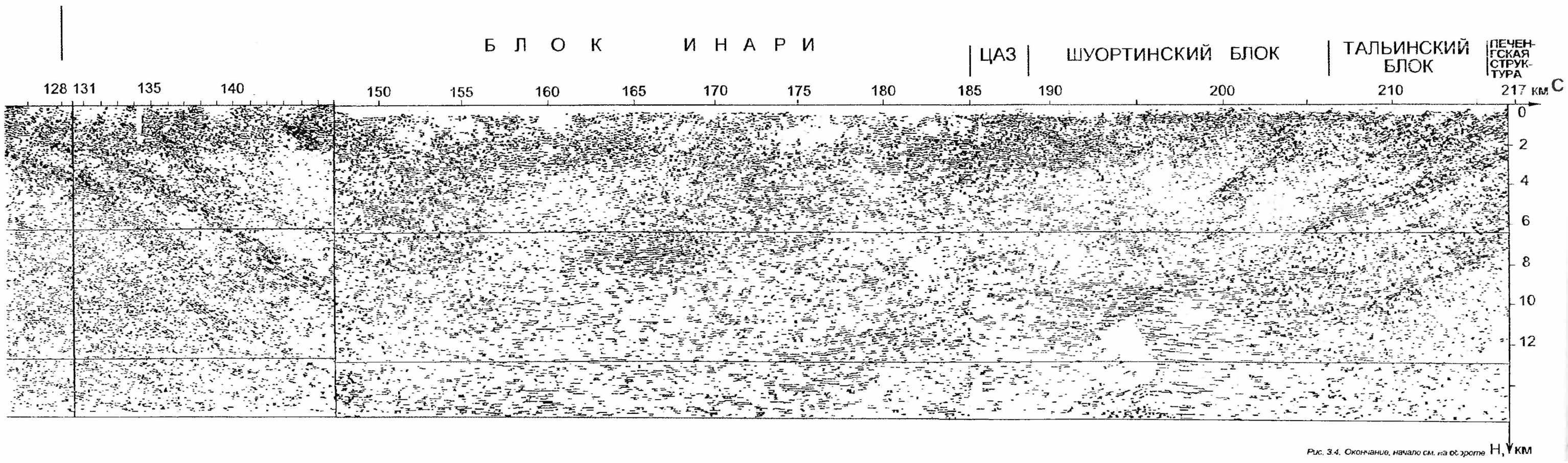


Рис. 3.4. Окончание, начало см. на обороте

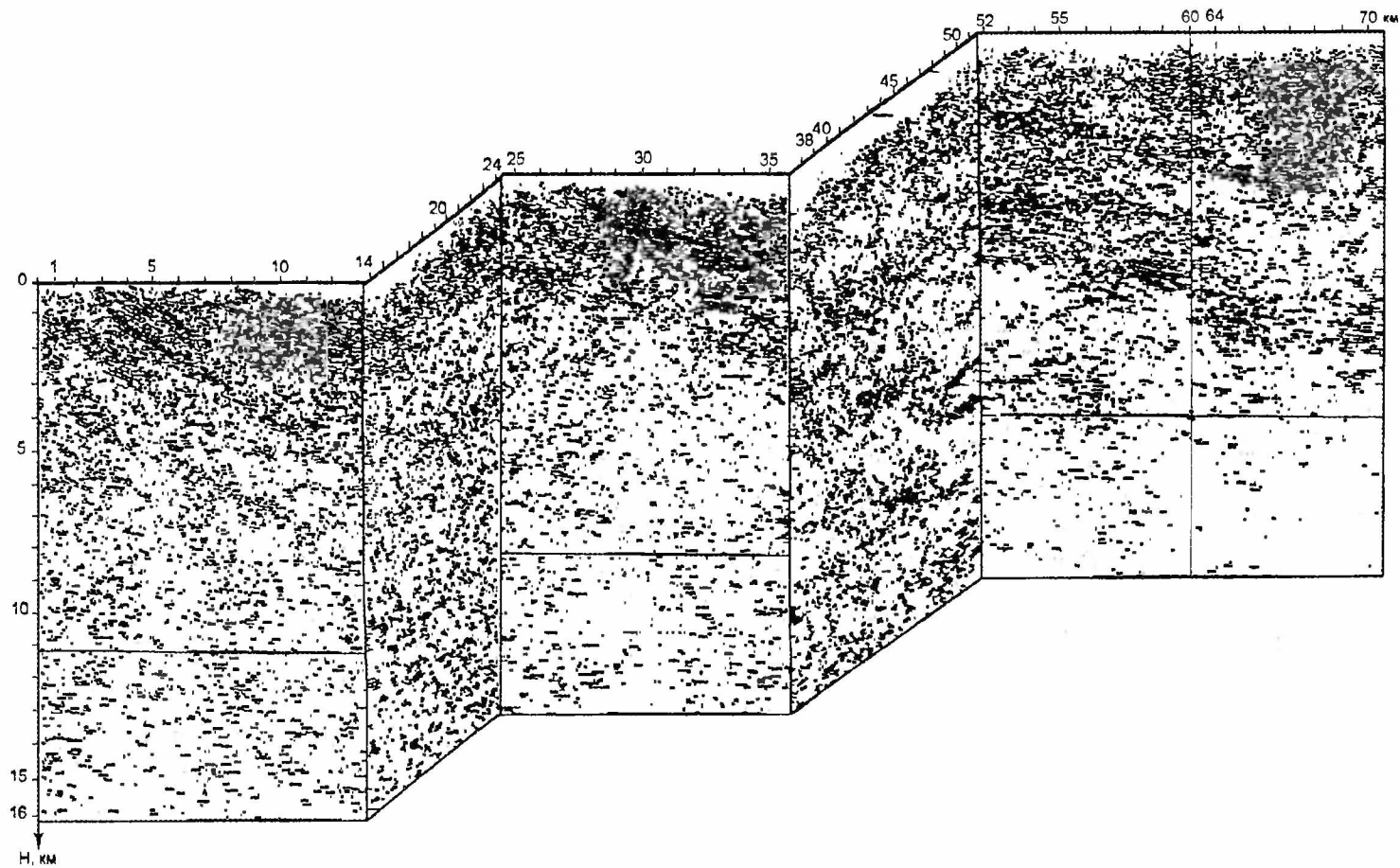


Рис. 3.5. Сейсмический разрез южной части профиля 10.

На следующем субмеридиональном участке профиля от пк 26.4 до пк 36.5 (рис. 3.4, 3.5) отчетливо выделяется пакет субгоризонтальных отражающих границ, почти горизонтально залегающих в интервале пикетов 29.0-35.0 с характерными чешуеобразными загибами отдельных осей синфазности по направлению к поверхности. Зафиксированные отражения четкие: хорошо коррелирующиеся, динамически выраженные. Глубина подошвы южного контакта ЛГП в интервале пк 29.0-35.0 плавно увеличивается к северу от 1.5 до 2.3 км. В районе пикетов 27.0-29.0 угол выхода контакта к поверхности сильно увеличивается, достигая 45-50 градусов.

На пикете 36.5 снова происходит значимый излом фрагмента профиля в широтном направлении до пк 53.0. На этом участке устойчивая корреляция отражений опять теряется. На временном разрезе этого фрагмента присутствуют различные группы маловыразительных отражений, которые на краях интервала могут быть вызваны краевыми эффектами замешивания при суммировании трасс сейсмограмм, еще не перешедших через точки излома. В центре же отсутствие отражений, вероятно, обусловлено наличием гранитного купола, выход которого на поверхность отмечен на геологических картах западнее. Опыт работ на Балтийском щите показывает, что в районе развития гранитных куполов волновое поле имеет "диффузный" характер. В нем отсутствуют сколько-нибудь характерные, протяженные отражения. Следятся только неупорядоченные фрагменты волн различных наклонов. Далее на север профиль идет относительно прямолинейно без протяженных участков с существенным изменением направления. На пк 93.7 он пересекается с субширотным профилем 11.

Начиная с пк 53.0, на разрезе по профилю 10 выделяется две пачки отражений, прослеживание которых возможно только при групповой корреляции (рис. 3.4). Нижняя пачка отражающих площадок, связываемая нами с подошвой гранулитов (основных), в направлении на север плавно погружается до глубины 10 км (пк 70.0), образуя синклиналь, а затем воздымается до глубины 8 км (пк 92.0-пк 96.0) и снова начинает плавно погружаться, срезаясь на глубине свыше 11 км (пк 130) серией прямолинейных отражений от крутонаклоненных тектонических контактов. Вторая пачка отражений, расположенная выше по разрезу на 3.5-4.0 км, полностью повторяет рельеф наиболее глубокой границы. Третья группа волн, фиксируемая по разрезу наиболее высоко, начинается нечетким контактом в районе пикетов 70.0-76.0. Толща пород, ограниченная этими отражениями, в целом согласна с нижележащими комплексами.

Начиная с пикета 103.0-107.0, структурный план разреза резко меняется. В интервале пикетов 103.0-147.0 фиксируется до пяти субпараллельных групп отражений, погружающихся под углом около 45° в северном направлении. С глубиной их выразительность теряется вплоть до полного прекращения корреляции. Наиболее глубоко (до 14 км) прослеживается только один (третий) волновой пакет.

Участок профиля в районе пикетов 147.0-187.0 можно обозначить как зону молчания. В нем нами практически не выделяется в волновом поле на всю достижимую глубину (15 км) ни одного значимого отражения, только отдельные, не связываемые в целостную картину, фрагменты. Лишь на участке пикетов 176.0-187.0 в верхней части разреза зафиксированы две пологие, субпараллельные, тоже погружающиеся к северу отражающие границы. Глубина их расположения в среднем, соответственно, 2 и 3 км.

И, наконец, третий, наиболее сложный и интересный участок находится в северном окончании профиля 10 (пк 187.0 - пк 217.0). Этот фрагмент профиля наиболее богат отраженными волнами по качеству, детальности прослеживания, динамической выразительности, сопоставимыми с волновыми картинками, регистрируемыми в платформенных районах. Южная часть фрагмента (пк 186.0

- пк 199.0) в верхней части разреза на временах 0.2-2.0 с насыщена целой группой качественных отраженных волн, моноклинально погружающихся в северном направлении. По выходу на поверхность эту группу волн можно соотнести с хорошо известной Центрально-Аномальной зоной (ЦАЗ), расположенной несколько восточнее пикетов 185-188 профиля 10. Эта группа волн срезает ранее упомянутые субгоризонтальные границы, выделенные на пикетах 176.0-187.0 на глубине 2.0-3.0 км ( $t = 0.7-1.1$  с).

На больших временах, от 2.0 до 5.0 с, тоже прослеживаются отдельные тектонически блокированные субгоризонтальные фрагменты отраженных волн. Группа отражений на временах 2.0-3.5 с (пк 194.0 - пк 197.0) полого погружается к северу; еще более глубоко лежащие отражения (время 3.3-4.5 с, пк 187.0 - пк 196.0) практически горизонтальны.

Условная северная часть описываемого фрагмента (пк 193.0 - пк 215.5), начиная с времен 3.0 с, обладает совершенно иным характером волнового поля. В нем прослеживаются многочисленные отражения различного наклона практически во всем диапазоне времени регистрации (от 0 до 4.5 с). Падение всех отражающих элементов южное; принадлежность: осадочно-вулканогенные образования северного и южного крыльев Печенгской структуры и зона разлома. Отражающие элементы динамически выраженные, двух-, трехфазные, но не трассируют границы на всем протяжении непрерывно, а разбиты на отдельные элементы, между которыми формальная корреляция затруднена, что отражает, по-видимому, сложную тектоническую блокировку района.

Завершая описание профиля 10, можно кратко сделать следующие выводы:

1. Шесть крупных структур Западно-Кольского района: Лапландский гранулитовый пояс, Рунийокская купольная структура, блок-моноклинал ЦАЗ, Шуортинский блок, шовная зона разлома, западное замыкание Печенгской структуры весьма выразительно проявились в сейсмическом разрезе МОГТ.

2. По характеру глубинного строения Лапландский гранулитовый пояс можно разбить на два участка:

- Южный (пк 0.0-103.0-105.0), где в плоскости сейсмического разреза ЛГП представляет собой сочетание двух пликативных структур - синклинали и антиклинали с хорошо выраженной подошвой. Такое строение полностью согласуется с моделью С.И.Макиевского, который в структуре лапландских гранулитов выделял Юрийокскую синклиналь и Мадсаш-Вуонияврскую антиклиналь;

- Северный (пк 103.0-128.0), где тектоническая картина резко меняется. Спокойное пликативное строение ЛГП сменяется моноклинально погружающимися в северном направлении тектонизированными границами, отделяющими СВК лапландских гранулитов от блока Инари. Южная часть блока Инари (пк 128-147) также входит в состав этой широкой тектонической зоны.

3. Блок Инари, представленный гнейсами и гнейсо-гранитами кольской серии, на временных сейсмических разрезах формирует "диффузную" волновую картину (в отличие от гнейсов Беломорского блока, которые и в южном обрамлении лапландских гранулитов, и в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры формируют весьма характерное регулярное волновое поле, с отражающими границами северного падения). Только в пределах Рунийокского "купола" зафиксированы две субпараллельные горизонтальные отражающие границы.

4. Блок-антиклиналь ЦАЗ проявилась на сейсмическом разрезе отчетливо выраженной группой отражающих границ северного падения, выходящих к поверхности в районе пк 185-188 профиля 10. Обрыв корреляции этих границ связан с зоной трансформального разлома, отделяющего, в сечении разреза по профилю 10, блок Инари от Печенгской структуры.

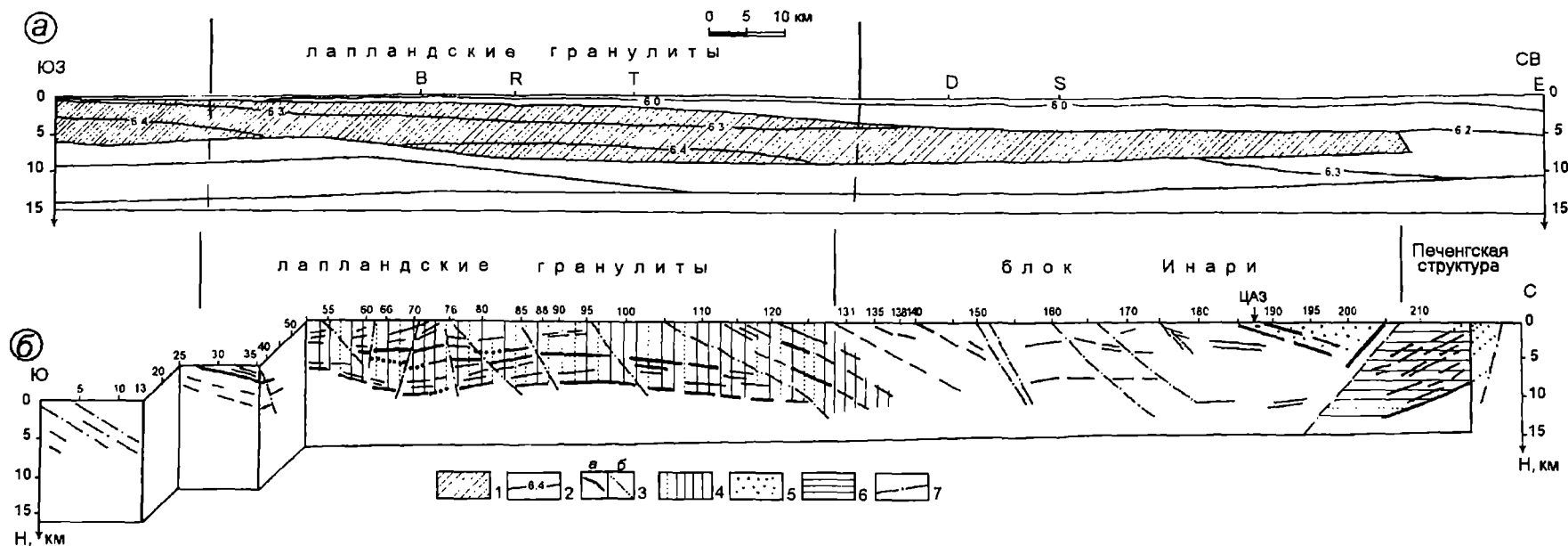


Рис. 3.6. Глубинное строение Лапландского гранулитового пояса по профилю POLAR (а) и профилю Нота-Лотта-Раякоски-Салмиярви (б).

1 - высокоскоростной блок; 2 - изолинии скорости продольных волн, км/с; 3 - отражающие границы: а - сильные, б - слабые; 4 - лапландский гранулитовый комплекс; 5 - Шууртинский блок; 6 - Талынский блок; 7 - зоны разломов.

5. Для западного замыкания Печенгской структуры, в котором остановлен профиль 10, весьма характерно наличие группы ярких сейсмических границ южного падения, связанных с мощной толщей метаэффузивов и метаосадков Печенги, полого погружающихся на юг под Тальинский блок. Неожиданным является вывод, полученный по данным сейсморазведки и подтвержденный результатами плотностного моделирования, о большой мощности (до 6-7 км на ПК 219 профиля 10) пород печенгской серии в ее западном замыкании, где по геологическим данным следует ожидать ее выклинивания. Распространение отражающих границ, относящихся к толще вулканогенно-осадочных образований Печенгской структуры, в южном направлении прекращается в зоне разлома.

6. Выявленные закономерности глубинного строения разреза ЛГП по профилю 10 были нами сопоставлены с сейсмическим разрезом по профилю POLAR [Luosto et al., 1989], полученным методом с использованием взрывов. Оба глубинных разреза приведены на рис. 3.6. На разрезе по профилю POLAR Лапландский пояс фактически выделяется одной пластиной мощностью 3-4 км, погружающейся в северном направлении. Пластина на глубинном разрезе выделена как скоростная неоднородность, обладающая несколько повышенной скоростью относительно вмещающих образований. В разрезе профиля POLAR отсутствует детальность, полученная на глубинном разрезе МОГТ. Южный контакт пластины ЛГП, как скоростной неоднородности, протягивается значительно южнее фактического геологического, включая в себя и вмещающие беломорские гнейсы. В северном окончании профиля POLAR пластина протягивается вплоть до Печенгской структуры, прослеживаемой на территории Норвегии в виде узкой полосы.

Таким образом, результаты сейсмических работ на профиле POLAR сопоставимы по информативности с работами ГСЗ 60-х годов на профиле Печенга-Ловно и не идут ни в какое сравнение по уровню детальности с вибросейсмическим разрезом МОГТ, особенности которого были описаны выше и еще раз, в генерализованном виде, приведены на рис. 3.6.

### ***3.3. Сейсмический разрез по профилю ОГТ Лотта-Верхнетуломский***

По отношению к ЛГП профиль 11 пройден практически по простиранию структуры за исключением начальной части (ПК 0.0-ПК 25.0), где из-за изгиба Лапландского пояса, профиль проходит ортогонально его внешнему контакту. Значимые изломы профиля относительно его общего простирания и сказывающиеся на конфигурации отражающих горизонтов имеются только на трех интервалах: ПК 18.0-25.0; ПК 59.0-69.0 и ПК 90.0-95.0. Сейсмический разрез по профилю 11 приведен на рис. 3.7, а его геологическая интерпретация - на рис. 3.8. В западной части профиля 11 фиксируются те же три группы отражений от толщ гранулитового комплекса, что и на разрезе пр 10. Эти отражения в точке пересечения профилей 10 и 11 хорошо увязываются между собой и позволяют охарактеризовать глубинное строение данного участка в объеме. Времена увязки (сверху вниз) составляют 0.4; 1.3; 2.5 с. Судя по тому, что горизонты погружаются к востоку, в точке пересечения профилей мы имеем купольное воздымание отражающих границ, связанных с подошвой и внутренней структурой ЛГП. Далее по профилю 11 горизонты выполаживаются и от ПК 25.0 (для второй снизу границы) снова начинают погружаться. Корреляция самого верхнего горизонта на ПК 17.0 прекращается. В то же время на ПК 24.0 от поверхности фиксируется новый пакет отражений до ПК 90.0, где время их регистрации достигает 4.0 с.

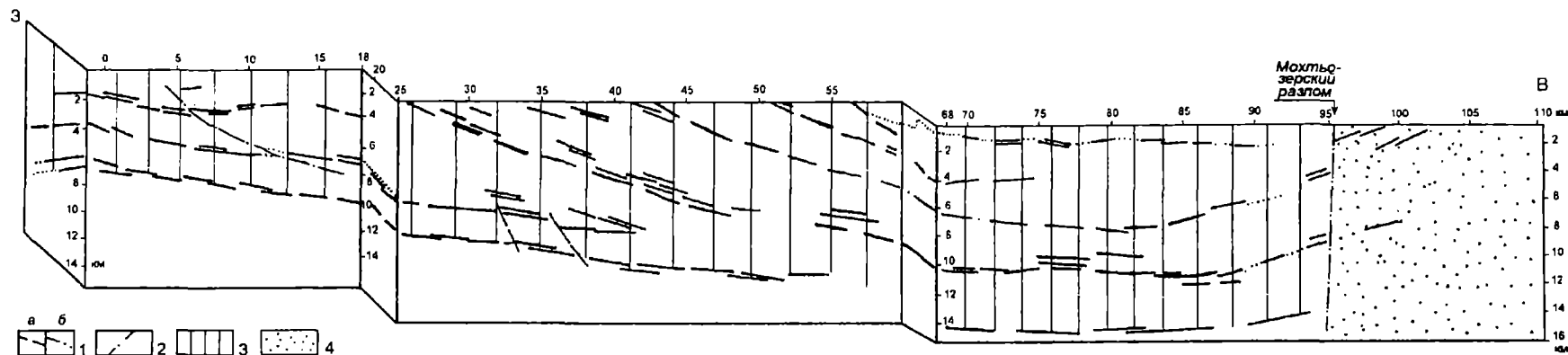
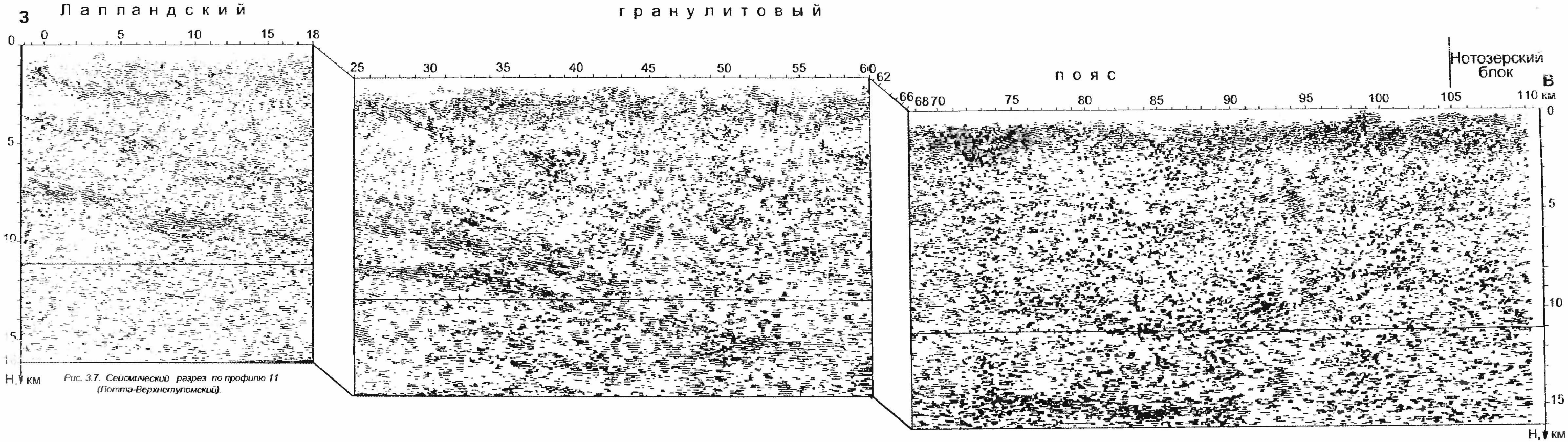


Рис. 3.8. Сейсмогеологический разрез по профилю 11.

1 - отражающие границы: а - сильные, б - слабые; 2 - зоны разломов; 3 - лапландский гранулитовый комплекс; 4 - Нотозерский блок.







Подошва гранулитового комплекса постепенно смыкается на времени 4.5 с вышележащим горизонтом (пк 47.0) и дальше к северу прослеживается как один горизонт с пологим погружением и незначительными ундуляциями по времени (глубине) на отдельных участках. В районе пикета 50.0 на временном разрезе от поверхности фиксируется новое отражение, тоже погружающееся на глубину (до времени 2.0 с). Дальше.pk 70.0 оно не прослеживается. Похожее отражение (горизонт) регистрируется и на.pk 75.0.

В восточном окончании профиля 11, начиная с пикетов 90-95, корреляция отражающих границ, погружающихся моноклинально к востоку, прекращается и начинается воздымание отражающих границ, связанных с ЛГП, к поверхности. На.pk 105 профиля 11 происходит обрыв корреляции этих границ, что, по всей вероятности, связано с влиянием зоны Мохтьозерского трансформного разлома.

Все особенности глубинного сейсмического разреза по профилю 11 связаны с его плановым положением и очень хорошо увязываются с особенностями разреза по профилю 10 (рис. 3.4; 3.6, б).

Подошва ЛГП по профилю 11 прослеживается от.pk 0 (точка увязки с профилем 10) до.pk 36, а далее к востоку, по всей вероятности, мы видим фронтальное сечение тектонической зоны северного контакта ЛГП, видимая мощность которой в плоскости разреза по профилю 11 достигает 14 км. Как уже говорилось выше, в восточной части профиля 11 на разрезе фиксируются три группы многофазных отражений на временах 1.5; 3.5; 4.8 с (пк 93.5) противоположного, западного падения, обусловленных, вероятно, влиянием Мохтьозерского разлома и искажающего влияния Нотозерского блока.

Подводя итог сейсмических наблюдений по двум взаимноперпендикулярным профилям 10 и 11, общей протяженностью 257 пог. км, позволившим изучить Лапландский гранулитовый пояс в двух сечениях, можно сделать вывод о хорошей акустической контрастности гранулитов на фоне вмещающих пород и их пологой внутренней расслоенности. На фоне "диффузного" волнового поля, формируемого архейскими гнейсами, хорошо выделяется подошва блока лапландских гранулитов и детали его внутреннего строения.

Сейсмические данные позволяют установить рельеф подошвы комплекса гранулитов: в южной части меридионального профиля 10 она, при очень пологом залегании, выходит на поверхность; в районе.pk 65-80 имеет черты синклинального прогиба с глубиной погружения осевой части до 10 км; к северу и востоку от пересечения профилей 10 и 11 моноклинально погружается, при этом в сечении меридионального профиля она достигает глубины 11 км и срезается более крутыми границами, вероятно, тектонического характера, возможно, относящимися к широкой зоне южного контакта блока Инари. В сечении второго (широтного) профиля - моноклинально погружается к востоку до глубины 14 км и обрывается вертикальным разломом.

### *3.4. Сейсмогеологическая модель Лапландского гранулитового пояса*

Для геологической интерпретации геофизических данных важным представляется как их соответствие материалам поверхностных наблюдений, запечатленным в геологических разрезах и картах, так и учет вариантов возможного строения комплекса на глубину. Последнее находится в определенной зависимости от принимаемой авторами модели генезиса и эволюции структуры.

Весь спектр взглядов на проблему первичной природы лапландских гранулитов можно свести к следующему: они являются крупной интрузией, формируют поднятый на поверхность блок гранулит-базитового слоя земной коры, либо представляют собой метаморфизованный осадочно-вулканогенный комплекс.

Названные позиции изложены в ряде публикаций [Жданов, 1966; Беляев, 1971; Шарков, 1984; Терехов, 1982 и других]. Представление о гранулитах как инфракrustальных образованиях, выдвинутых с нижних уровней земной коры, получило новое звучание в работах Ф.П.Митрофанова [Buyanov et al., 1993].

Версия о супракрустальной природе пород с наибольшей полнотой разработана и аргументирована в последние годы Н.Е.Козловым (1995) с учетом геофизических материалов Ю.А.Рисположенского и В.А.Поляковой по центральной зоне Лапландского гранулитового пояса, а также структурных и петролого-геохимических материалов по прилегающим геоблокам Е.Н.Терехова и В.Н.Левицкого (1993), К.Х.Авакяна [Бибикова и др., 1993], М.В.Минца (1995) и др.

Без сомнения, ввиду существенной тектонической переработки структуры можно говорить не о стратиграфии, а лишь о некоторых тенденциях изменения состава комплексов вкrest простираения пород, отражающих наиболее общие черты стратификации без деталей строения, утраченных в ходе структурно-метаморфической эволюции пояса.

Согласно предполагаемой Н.Е.Козловым модели, в реальных геологических разрезах пояса совмещены породы различного генезиса, но доля супракрустальных образований в общем объеме породных ассоциаций в большинстве блоков довольно велика, что позволяет осуществлять реконструкции палеобстановок формирования протолитов. В строении супракрустальных толщ установлены признаки двучленности первичного разреза (рис. 3.9, 3.10). Нижняя, метавулканогенная толща сложена гранатовыми амфиболитами, гранат-пироксеновыми, гранат-пироксен-амфиболовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами (предполагаемые протолиты - толеитовые и глиноземистые базальты). В нижней части толщи с ними переслаиваются амфибол-биотитовые, амфиболовые и пироксеновые гнейсы (протолиты - андезиты, дациты и их туфы); в верхах толщи появляются плагиосланцы (андезитобазальты по первичной природе). В низах метавулканогенной толщи встречаются метапорфириты и прослои метаконгломератов.

В пределах пояса закартировано несогласное положение границ метаморфических фаций по отношению к контурам распространения первичных породных ассоциаций, что позволяет рассматривать породы формации Тана и собственно лапландские гранулиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций как члены первично единого супракрустального комплекса.

В этой связи важны результаты Rb-Sr и U-Pb датирования метаморфитов амфиболитовой фации, фиксирующие соответственно возраста  $2700 \pm 44$  ( $n = 3$ , СКВО = 0.8) и  $2703 \pm 9$  ( $n = 3$ , СКВО = 1.0) [Козлов и др., 1995; Kozlov et al., 1995]. С учетом вывода о единстве толщи основных пород, вне зависимости от степени их метаморфических преобразований, предположение о лопийском времени заложения данной структуры, подвергнутое в последние годы серьезной критике, получает новое развитие.

Верхняя, метаосадочная по первичной природе толща, представлена биотит-пироксеновыми и гранат-пироксеновыми гнейсами, пироксен-гранат-биотитовыми гнейсо-сланцами, кварц-полевошпатовыми гранулитами с гранатом и силлиманит-биотит-гранат-кварц-полевошпатовыми гранулитами (метаграувакками, метасубграувакками и метапелитами).

Разрез пояса в районе ПК 27 профиля 10 (рис. 3.10) начинается с амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов, переслаивающихся с амфиболитами. Вблизи контакта с подстилающими образованиями, в районе Корва тундр, амфиболовые гнейсы содержат прослои и линзы конгломератов с метатuffовым цементом. Далее к северу этот комплекс пород сменяется более сильно метаморфизованными пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами, иногда с прослоями пироксеновых гнейсов.

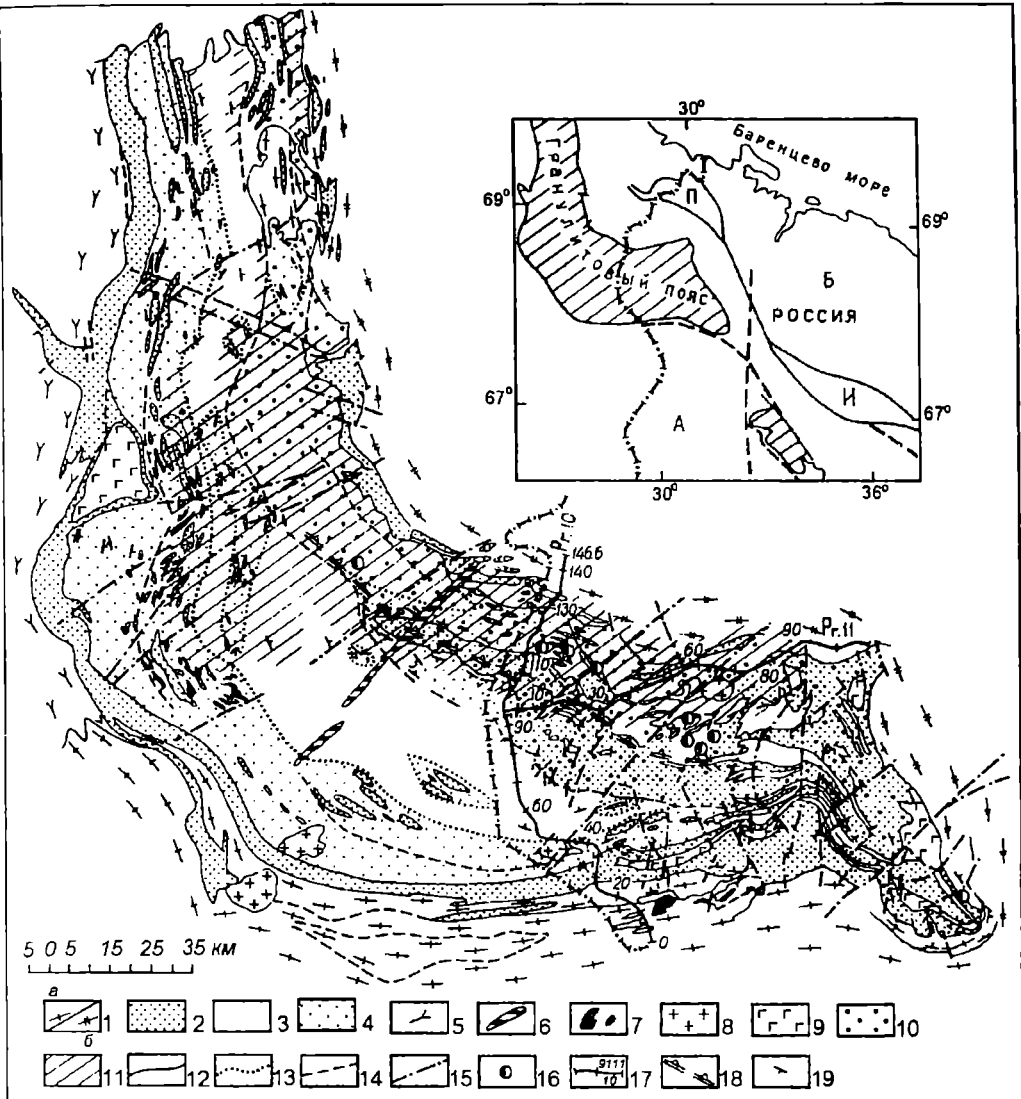


Рис. 3.9. Схематическая геологическая карта Лапландского гранулитового пояса. Составили Н.Е.Козлов, А.А.Иванов, ГИ КНЦ РАН. Геофизические материалы В.А.Поляковой, Ю.А.Рисположенского, ГП ЭГТИ [Kozlov et. al., 1995].

А - Беломорский мегаблок, Б - Кольский мегаблок, П - Печенгская зона, И - зона Имандра-Варзуга. 1 - супракрустальные породы кольского (а) и беломорского (б) комплексов; 2 - гранатовые амфиболиты, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы нижней толщи гранулитового пояса; 3 - гранат-кварц-полевошпатовые, силлиманит-гранатовые гнейсы (кислые гранулиты) верхней толщи гранулитового пояса; 4 - зона переслаивания пород нижней и верхней толщ гранулитового пояса; 5 - супракрустальные породы пояса Карасйоки; интрузивные образования: 6 - диабазы диак Лаанила, 7 - ультраосновные и основные породы дуинит-гарибуржитовой формации, 8 - гранитоиды, 9 - анортозиты; наложенные процессы: гранитизация (эндербитизация), 11 - палингенез; геологические границы: 12 - предполагаемые и прослеженные, в том числе тектонизированные контакты толщ, 13 - предполагаемые зоны переслаивания пород нижней и верхней толщ; тектонические нарушения: 14 - согласные и субсогласные, кроме тектонизированных контактов толщ, 15 - секущие разломы; 16 - Си-Ni рудопоявления и месторождения, связанные с основными-ультраосновными породами; 17 - сейсмические профили МОГТ; 18 - зона, трассируемая по данным сейсморазведки МОГТ как область резкой смены структурно-вещественного комплекса; 19 - элементы залегания пород.

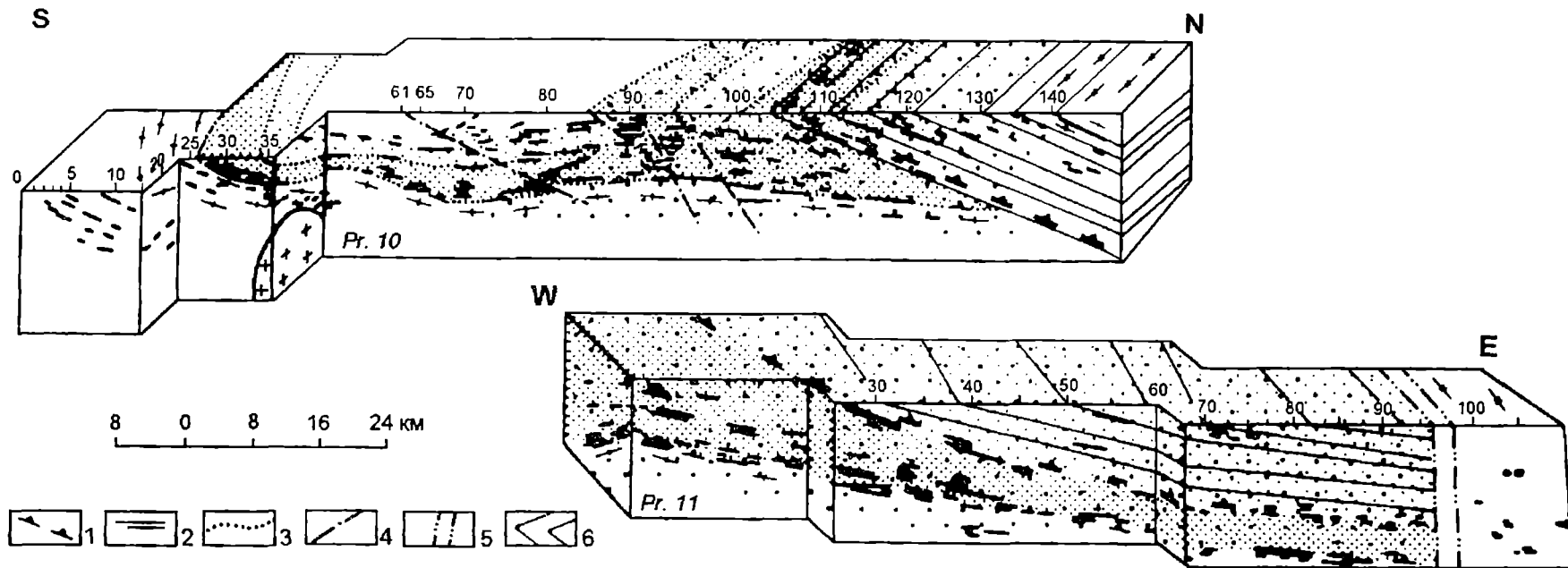


Рис. 3.10. Геологическая интерпретация результатов сейсморазведки МОГТ по профилям 10 и 11. Составили: Ю.А.Рисположенский, В.А.Полякова, ГП ЭГГИ; Н.Е.Козлов, ГИ КНЦ РАН.

1 - пошова СВК лапландских гранулитов по данным сейсморазведки МОГТ; 2 - отражающие границы по данным сейсморазведки МОГТ; 3 - геологические контакты; 4 - разрывная тектоника; 5 - Мохтьозерский трансоровый разлом; 6 - тектонически переработанная зона северного ограничения структурно-вещественного комплекса лапландских гранулитов, возможно, претерпевшая частичное плавление. Остальные условные см. на рис. 3.9.

По первичной природе все перечисленные образования могут интерпретироваться как метавулканы (толеитовые metabazalts и переслаивающиеся с ними метаандезиты и метадациты, глиноземистые metabazalts и метаандезитобазальты). Залегающая на них толща, представленная гранат-кварц-полевошпатовыми, силлиманит-гранатовыми гнейсами (кислыми гранулитами), может быть реконструирована как первичноосадочная, исходя из широкого развития в ней пород, по петрогеохимическим особенностям, соответствующим метаграуваккам, метасубграуваккам и метапелитам.

Сложное строение контакта метавулканогенной и метаосадочной толщ, обусловленное изоклинальной складчатостью, чешуированием, тектонической блокировкой, определило необходимость выделения и в разрезе, и на геологической карте зоны переслаивания названных разновидностей. Метаморфиты этой зоны, реконструируемые как метаосадочные породы, несут геохимические черты метавулканитов. Более отчетливая стратификация метавулканогенного разреза связана, вероятно, с большим разнообразием слагающих его типов пород.

Северное ограничение однородного, ненарушенного тектоническими процессами структурно-вещественного комплекса лапландских гранулитов установлено и прокоррелировано от профиля 10 к профилю 11 в виде контрастной сейсмической зоны, к северу от которой находятся все известные на настоящий момент месторождения и рудопроявления медно-никелевых руд (рис. 3.9). В этой связи данная зона и ее западное продолжение на территорию Северной Финляндии могут быть перспективными на обнаружение новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд, возможно, не выходящих на уровень современного эрозионного среза.

По геологическим наблюдениям не исключено, что утрата установленных сейсморазведкой МОГТ черт первичной стратификации в северном контакте пояса может быть связана с широким развитием здесь явлений палингенеза. В этом случае данная зона может интерпретироваться как граница частичного плавления пород, а концентрация вблизи нее бескорневых ("мертвых" - по Е.К.Козлову, 1975) тел медно-никелевых интрузивов, может быть вторичной, связанной с надвиганием Кольского блока на Беломорский, что существенно расширяет площадь поиска подобных образований на территории Сев. Финляндии и Сев. Норвегии.

"Размытость" сейсмических границ в районе северного контакта пояса, по сравнению с достаточно четкой картиной зоны южного контакта, не позволяет проводить удовлетворительное сопоставление геологических и сейсмических материалов. Из опубликованных литературных источников известно, что в зоне между поясом лапландских гранулитов и Печенгской структурой широко развиты различные гиперстенсодержащие гнейсо-диориты (эндербитоиды), а также плагиоклазовые и плагиомикроклиновые гранито-гнейсы и палингенные гранитоиды. Вместе с тем, среди полей этих образований закартированы фрагменты супракрустальных комплексов. С учетом этого причина "размытости" северной геофизической границы может быть связана с одновременной глубокой анатектической переработкой кислых гранулитов и супракрустальных толщ северного обрамления пояса.

Сейсмические данные позволяют установить наличие рельефа подошвы комплекса гранулитов: в южной части профиля 10 она, при очень пологом залегании, выходит на поверхность; в районе р.Яурийоки имеет черты синклинального прогиба с глубиной погружения осевой части до 10-11 км; к северу и востоку от пересечения профилей 10 и 11 моноклинально погружается, при этом в сечении первого из названных профилей она достигает глубин 10-11 км и срезается более крутыми границами, вероятно, тектонического характера, возможно, относящимися к широкой зоне южного контакта блока Инари

(Кольского), а в сечении второго моноклинально погружается к востоку до глубины 14 км и обрывается вертикальным разломом.

В приведенном варианте интерпретации сейсмических данных предполагается усложнение разреза по профилю 10 надвигами и взбросами по зонам северного - северо-западного падения (рис. 3.9). В северных блоках (к северу от ПК 85) метаморфиты претерпели гранитизацию, а севернее ПК 103-107 - палингенез, в результате чего основные кристаллосланцы были преобразованы в эндербиты, затем, при частичном плавлении, - в диориты, а полосчатые кислые гранулиты - в гранатовые плагиограниты.

Геологические и геофизические данные позволили составить сводную схематическую геологическую карту Лапландского гранулитового пояса масштаба 1:500 000 (рис. 3.9). При ее построении использованы как материалы настоящих исследований, так и наблюдений различных авторов на территории России и за ее пределами, включая данные Е.Г.Мининой, М.А.Сотниковой и многочисленные публикации [Виноградов и др., 1980; Barbey, Raith, 1990; Hornmann et al., 1980; Merilainen, 1976; Merilainen, Mikkola, 1965; Maps of Northern Fennoscandia, 1989]. В основу легенды карты была положена базирующаяся на большом фактическом материале идея об определенной этапности формирования пояса [Козлов и др., 1990; Козлов, 1995], более детально отраженная в главе 11.

Подводя итог этой главы, следует лишь добавить, что при любых возможных вариантах интерпретации первичного генезиса пояса, исходя из характерного рисунка волнового поля, регистрируемого в пределах блока лапландских гранулитов, наиболее предпочтительным, по мнению авторов, является вариант геологической интерпретации, опирающейся на гипотезу эффузивно-осадочной природы метаморфитов данной структуры.

## **Литература**

---

Анкудинов С.А. О природе и особенностях волн, регистрируемых в первых вступлениях при сейсморазведке на Балтийском щите/Зап. ЛГИ, Т. 66, № 2. 1974. С. 3-33.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова //Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218-225.

Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. Петрология, N 2, 1993. С. 215-234.

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1968. 194 с.

Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норитдиоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1966. 65 с.

Козлов Е.К. Основные породы района Ловноозера и их рудоносность// Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1975. С. 15-22.

Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере лапландских гранулитов). Автореферат докт. дисс. С-Пб., ИГГД, 1995. 36 с.

*Козлов Н.Е., Баянова Т.Б., Балашов Ю.А., Мухамедова И.В.* О гетерогенной природе метаморфитов Лапландского пояса//Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. Тезисы докладов, ИГГД РАН, С.-Пб., 1995. С. 35-36.

*Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И.* Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1990. 170 с.

*Кокорина Л.К., Литвиненко И.В., Лизинский М.Д., Меламуд М.Е.* Методика изучения сейсморазведкой МОВ докембрийских структур Печенгско-Аллареченского никеленосного района//Разведочная геофизика. М.: Недра, вып. 64. 1974. С. 70-74.

*Лизинский М.Д. и др.* Изучение разрывных нарушений в Печенгском рудном поле сейсмическим методом/Зап. ЛГИ, т. 89. 1981. С. 31-35.

*Литвиненко И.В.* Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита//Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965. С. 70-75.

*Литвиненко И.В.* Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков/Зап. ЛГИ, т. 61, вып. 2. 1971. С. 21-36.

*Литвиненко И.В., Меламуд М.Е.* Эффективность метода отраженных волн при рекогносцировочно-площадном изучении глубинного геологического строения Печенгской структуры/Зап. ЛГИ, вып. 2, т. 69. 1976. С. 3-10.

*Литвиненко И.В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита/ Доклады 27-го МГК, том 8, Геофизика. Секция С.08. М.: Наука, 1984. С. 9-24.

*Милиц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой. Геотектоника, N 1, 1993. С. 39-56.

*Полякова В.А., Пронягин Н.И.* Поле скоростей массива Гремяха-Вырмсс и его обрамления по данным комплексных сейсморазведочных работ//Физические поля рудных районов Кольского полуострова. Изд. КНЦ РАН. Апатиты. 1988. С. 29-34.

*Пронягин Н.И., Полякова В.А.* Основные черты волновых полей, регистрируемых в центральной части Кольского полуострова//Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1985. С. 28-35.

*Пронягин Н.И., Сняткова О.Л., Полякова В.А. и др.* Рекомендации по комплексированию геофизических методов с геологическими и геохимическими при поисках месторождений агроруд и сырья для производства минеральных удобрений. Месторождения апатита формации апатитовых нефелиновых сиснитов//Геолого-геофизические методы поисков агроруд. М., Недра. 1986. С. 13-35.

*Терехов Е.Н.* О вихреобразной структуре Лапландского гранулитового пояса и возможном механизме его формирования. Вестн.МГУ, 1982, сер. 4.2. С. 26-31.

*Терехов Е.Н., Левицкий В.Н.* Гранулиты Лапландского пояса: редкоземельные элементы и проблема петрогенезиса. Изв. ВУЗов, Геол. и разведка. 1993, N5. С. 3-18.

*Шарков Е.В.* Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова //Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.

*Barbey P., Paith M.* The granulites belt of the Lapland. - In.: Granulites and crustal differentiation, Kluwer Academic Publ., NATO, Asi ser., 1990. P. 1-16.

*Bogdanova M., Yefimov M.* Origin of parental anorthosite magmas, tectonic and metamorphic processes in the evolution of anorthosites (Kolvitsa anorthosites associations), Guidebook of geological excursion, IGSP Project 290, KSC, Apatity, 1993. 61 p.

*Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B.* Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structures of the Baltic Shield from geophysical data. Nor. geol. unders. Special Publ. 7. P. 167-178.

*Hormann P.K., Raith M., Raase P., Ackerwand D., Seifert F.* The Granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivaljoki-Inarij rvi area. - Geol. Journ. Finl. Bull., 308, 1980. 98 p.

*Kozlov N.Je., Avedisyan A.A., Balashov Ju.A., Ivanov A.A., Kamenskaya A.D., Mukhamedova I.V., Polyakova V.A., Pripachkin V.A., Rispolozhensky Ju. A., Tarnovetsky L.L.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt (Baltic Shield). Sp. publ. N 7, NGU. Trondheim, 1995. P. 157-166.

*Luosto U., Fluch E.R., Lund C.E.* The crustal structure along the POLAR profile from seismic refraction investigations//Tectonophysics. 1989. V. 162. N 1-2. P. 51-85.

*Maps of Northern Fennoscandia* (Ed. by J.Korhonen), Espoo, 1989.

*Merilainen K.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland/Geol. Surv. Finl. Bull., 281, 1976. 129 p.

*Merilainen K., Mikkola E.* General geological map of Finland, Scale 1:400000, Publ. Geol.Surv.Finl., Helsinki, 1965.

*Mints M.N., Glaznev V.N., Raevsky A.B., Rispolozhensky Ju.A., Polyakova V.A.* The relationships of the Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Sedimentary-volcanic and Lapland Granulite Belts, north-eastern, Baltic Shield: evidences from geological and geophysical data. Abstract+Presentation. 9 th Meeting of the Association of European Geological Societies. Precambrian of Europe. MAEGS 9., St.-Petersburg. 1995. P. 71-72.



## Глава 4. ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ И ГСЗ

### В КОМПЛЕКСЕ С ВЕРТИКАЛЬНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛИРОВАНИЕМ В РАЙОНЕ СКВАЖИНЫ СГ-3

Район бурения Кольской сверхглубокой скважины относится к числу наиболее изученных сейсмическим методом. И хотя высокая степень исследований связана не только с бурением СГ-3, но именно это обстоятельство явилось одним из важных мотивов выбора места заложения сверхглубокой скважины на Балтийском щите.

Сейсмические исследования в Печенгском районе начаты за 7 лет до бурения СГ-3 под руководством профессора Ленинградского горного института И.В.Литвиненко. Дважды годами раньше он впервые в мире успешно применил метод ГСЗ для изучения земной коры кристаллического щита (в Северной Карелии), и этот опыт позволил обратиться к изучению важнейшего в отношении никеленосности Печенгского района. Задачи, которые ставились перед исследованиями свыше 30 лет тому назад, актуальны и поныне. Это не только общегеофизические проблемы строения земной коры щита, но и связь геологических структур, изученных вблизи поверхности Земли, с ее глубинным строением.

От ГСЗ И.В.Литвиненко перешел к более детальным исследованиям, которые стимулировались поисками медно-никелевых руд. Кристаллический щит - нетрадиционный объект применения сейсморазведки, которая развилась как метод исследования осадочных бассейнов при поисках нефти и газа. Поэтому при изучении щита И.В.Литвиненко и его сотрудникам пришлось практически на каждом этапе исследований решать весь комплекс технико-методических задач. В результате Печенгско-Аллареченский район в течение двух десятилетий оставался одним из важнейших полигонов, на котором развивался сейсмический метод изучения кристаллического щита.

Последовательное укрупнение масштаба по мере накопления опыта исследований привело к тому, что в районе выполнены (рис. 1.4) разномасштабные сейсмические наблюдения: ГСЗ (3 профиля); МОВ с региональными (до 800 пог. км) и детальными (150 пог. км) задачами; ВСП (свыше 50 скважин глубиной до 2 км). Данные ГСЗ характеризуют общую структуру земной коры в районе СГ-3. По данным региональных наблюдений МОВ изучено глубинное строение Печенгско-Аллареченского района, а по детальным исследованиям МОВ и ВСП - структура отдельных участков Печенгского рудного поля, перспективных на поиски медно-никелевых руд.

Новый импульс сейсмические исследования получили в результате бурения в этом районе сверхглубокой скважины. Это были наблюдения МОВ по профилю через устье скважины СГ-3, специально предназначенные для изучения ее разреза, и ВСП в стволе СГ-3, которое наращивалось по мере проходки и доведено до забоя (12 км). Достигнутая глубина ВСП беспрецедентна не только для экзотических условий кристаллического щита, но и для традиционных районов сейсмических исследований. Выполнение сейсмических исследований в стволе СГ-3 требовало от исполнителей решения не только технико-методических задач, как при наземных наблюдениях, но и задач технологических, связанных с исключительной глубиной погружения скважинного прибора.

Усилия исследователей были вознаграждены. Сейсмический разрез через скважину изучен с высокой надежностью. Разрез, включающий ствол СГ-3 и геологический профиль на дневной поверхности, представляет, по образному выражению И.В.Литвиненко, "золотой треугольник", потому что обеспечивает возможности для изучения различной природы сейсмических разделов в земной коре. Данные ВСП по стволу СГ-3 о скорости упругих

волн в естественном залегании и о сейсмическом волновом поле на глубине невозможно переоценить.

Результаты разнообразных по задачам и масштабам сейсмических исследований в Печенгско-Аллареченском районе публиковались по мере их выполнения в серии монографий [Восточная часть..., 1975; Геология и глубинное ..., 1968; Земная кора ..., 1978]. Однако специфика и уникальность этого огромного по объему материала состоит в том, что он объединяет разнообразные по масштабам сейсмические данные со сверхглубоким бурением, в том числе сейсмическими наблюдениями в стволе СГ-3. Это создает предпосылки для постановки и решения кардинальных задач сейсмических исследований кристаллической коры, важнейшей из которых является природа ее глубинных сейсмических границ.

Эта задача волнует геологов и геофизиков многие десятилетия, но только сверхглубокое бурение открыло реальные перспективы ее решения. И в программе сверхглубокого бурения кристаллической коры вопрос о природе глубинных сейсмических границ был одним из важнейших [Кольская сверхглубокая, 1984], потому что скважина СГ-3 закладывалась там, где геофизики по данным ГСЗ прогнозировали поверхность "базальтового" слоя земной коры, или границу Конрада, на глубине около 7 км, т.е. в пределах проектной глубины скважины.

История этого прогноза (середина 60-х годов), оказавшегося ошибочным, полна драматизма. Действительно, скважина прошла глубину и 7, и 8 км, и еще 4 км до ее современного забоя, но никакого "базальтового" слоя не встретила - только гнейсовые толщи архея, в разной степени амфиболизированные. И скорость продольных волн - этот диагностический признак "базальтового" слоя коры - только на двух маломощных (первые сотни метров) интервалах 5-километрового разреза архея достигала уровня 6.4-6.5 км/с. То есть ни о каком мощном "слое" коры (границе полупространства) со скоростью, превышающей 6.5 км/с, не могло быть и речи, по крайней мере, на глубине до 12 км.

Возникал резонный вопрос о надежности интерпретации данных ГСЗ, о престиже этого метода.

Ответ, заслуживающий доверия, можно было получить только из наблюдений во внутренних точках среды, т.е. при помощи ВСП из того же пункта взрыва, откуда наблюдались волны из "базальтового" слоя на наземном профиле, и в том интервале глубин, где "базальтовый слой" прогнозировался, а это значит - в стволе СГ-3. Такой эксперимент был выполнен на глубинах 4-7 км в 1984 году [Лизинский, Ланев, 1991].

Удаление пункта взрыва от устья СГ-3, вообще говоря, для ВСП беспрецедентно (около 40 км) и приближается к базам наблюдений в ГСЗ, поэтому мы называем этот эксперимент ВСП-ГСЗ, тем более, что в данном случае он объединяет как скважинные, так и наземные наблюдения по профилю ГСЗ. В результате ВСП была зарегистрирована восходящая волна, образованная вблизи прогнозированной глубины "базальтового" слоя. Технические условия эксперимента не позволили довести наблюдения до дневной поверхности; скорее всего, по тем же причинам не зарегистрирована прямая волна. Этим объясняется приближенный характер привязки восходящей волны по глубине и увязка ее с наземными наблюдениями всего лишь по экстраполяции (рис.4.1), однако, идентичность волн, наблюдаемых на поверхности и в скважине (их индекс I) из общего пункта взрыва, сомнений не вызывает.

Отсюда следует, что волна, по которой в 60-х годах была построена граница предположительно "базальтового" слоя, не фантом, а реальность, и граница на глубинах, близких к прогнозу, также реально существует. Таким образом, престиж ГСЗ был восстановлен, но физическая природа волны и границы, которые трактовались в 60-х годах как преломления, потребовала пересмотра.

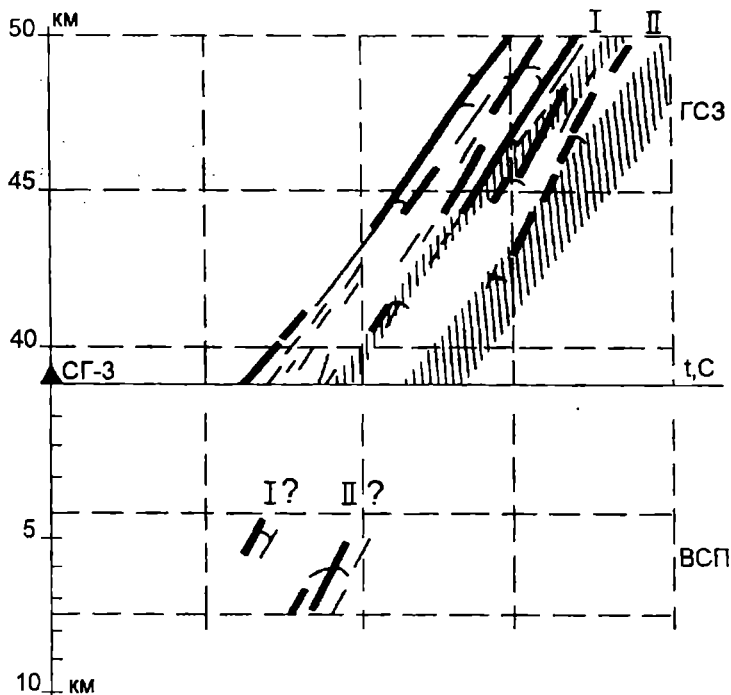


Рис. 4.1. Комбинированные годографы наземных МОВ-ГСЗ (профиль Печенга - Ловно) и скважинных (СГ-3) ВСП наблюдений из ПВ Алака (40 км).

*Вертикальная штриховка соответствует области корреляции волн I и II над гнейсовыми толщами. Дуги, дополняющие годографы, обозначают длительность волнового пакета.*

#### 4.1. Результаты работ методами ВСП и ГСЗ

Интерпретация глубинных волн из кристаллической коры как преломленных свыше 30 лет тому назад была обычной практикой в ГСЗ. Но неоднозначность такой интерпретации, особенно для сложных волновых полей в условиях блокового строения, стала особенно очевидной только в процессе обобщения данных ГСЗ на Балтийском щите. Оно начато еще И.В.Литвиненко, а после его кончины продолжалось его сотрудниками. Мотив обобщения был очевиден: объем материала. К середине 80-х годов общая длина профилей ГСЗ и МОВ достигала в восточной части щита несколько тысяч километров. Составление разреза по очередному профилю не могло уже удовлетворять исследователей - появилось стремление на базе накопленных данных выявить общие закономерности глубинного строения коры щита.

В работах, отражающих результаты обобщения данных ГСЗ в восточной части щита [Гончаров, Кальнин и др., 1991; 1992], сформулированы основные моменты методологии. Ключевым моментом был отказ от анализа отдельных сейсмических разрезов и замена его анализом исходных волновых полей, т.е. материалов, не зависящих от субъективизма интерпретатора. Задача изучения общих закономерностей глубинного строения определила стремление найти их проявление в волновых полях, а именно, установить, наблюдаются ли в них повторяющиеся элементы (волновые пакеты).

Этот подход оказался плодотворным. Сопоставлялись волновые поля отдельных пунктов взрыва в пределах не только одного, но и различных профилей. Оказалось, что несмотря на разнообразие волновых полей отдельных пунктов, в них наблюдаются волновые пакеты, имеющие на

одинаковых эпицентральных расстояниях близкие времена регистрации. Фрагментарные колебания отдельных наблюдений при сопоставлении полей разных источников объединяются в протяженные волновые пакеты со стабильными годографами, имеющими форму отражений. Другими словами, в волновых полях выявилась не только локальная составляющая, т.е. колебания, присущие только данному пункту взрыва, но и региональная, характерная для нескольких или многих, или почти всех пунктов взрыва на щите, независимо от их места расположения или азимута профиля. Эта региональная составляющая и составила предмет обобщения волновых полей на щите.

Она представлена несколькими группами волн, получивших индексы от I до IV, и завершается группой M. Математическое моделирование показало, что интервалы разреза, ответственные за формирование этих групп волн, содержат волноводы и градиентные слои, а кинематика волн удовлетворяет подэкранному отражению.

Одной из важнейших характеристик волнового поля вблизи каждого источника являются волны, регистрируемые в первых вступлениях. Их годографы, несомненно, напрямую связаны со скоростью упругих волн в породах, залегающих вблизи дневной поверхности. В пределах пород с устойчивой закономерностью распределения скорости годографы первых волн стабильны. Это сделало возможным успешное районирование территории восточной части щита по годографам первых волн [Гончаров, Кальнин и др., 1991].

Разнообразие годографов первых волн, определяемых только верхней частью разреза, и стабильность глубинных волн, наблюдаемых в последующей части сейсмограмм, на первый взгляд, кажутся парадоксальными. Однако, как показано в работе [Гончаров и др., 1992], одно не исключает другого при соблюдении постоянства средней и максимальной скорости в среде выше отражающей границы.

Эти условия практически всегда существуют в разрезах коры, сложенных гнейсовыми толщами, которые преобладают в восточной части щита. Но они могут нарушаться в шовных зонах, где обнажаются породы с аномально высокой скоростью упругих волн - обычно основного и среднего состава. Здесь условие постоянства максимальной скорости может нарушаться, если в аномальной зоне она выше, чем в соседних блоках. Возможно также, хотя и не обязательно, повышается и средняя скорость, если она не компенсируется волноводами, залегающими под высокоскоростными породами верхней части разреза. Искажающее влияние аномальных зон на прослеживание глубинных волн проявляется также в виде экранирующего эффекта: кажущаяся скорость этих волн не может быть меньше скорости в породах верхней части разреза. Возможны и другие искажения: осложнения волнового поля в контактовых зонах тени, расщепление глубинных волн на части, проходящие через аномальную зону верхней части разреза и минующие ее, и т.д.

Мы не случайно подробно останавливаемся на возможных искажениях коровых волн в шовных зонах щита, потому что район сверхглубокого бурения - Печенгская грабен-синклиналь является типичным примером такой зоны. Эти осложнения проявились здесь в полной мере. Таким образом, сложилась парадоксальная ситуация. С одной стороны, рассчитывать на надежное определение природы глубинных волн можно только с помощью привязки их к разрезу сверхглубокой скважины. Такая возможность существует, прежде всего, для волн групп I и II, для которых сейсмическое моделирование определяет интервалы глубин формирования как 5-7 и 9-13 км соответственно, т.е. в пределах глубины забоя СГ-3. С другой стороны, скважина пробурена в аномальной зоне, а не в нормальном (гнейсовом) разрезе коры. И это

обстоятельство создало необычайные трудности в расшифровке волнового поля над Печенгской структурой, в идентификации глубинных волн, регистрируемых над этой аномальной структурой и в ее окрестностях, которые представлены нормальными разрезами коры. От решения этих задач интерпретации волнового поля зависит успех конечной цели: определение природы глубинных коровых волн с помощью привязки их к разрезу сверхглубокой скважины.

Типичное для верхней части нормальных разрезов коры щита волновое поле наблюдается к востоку от Печенгской структуры над вмещающими ее кольскими гнейсами на северной части профиля Печенгская губа - Костомукша (рис.4.2). Годографы групп волн I и II имеют здесь стандартную для подобных разрезов форму и время регистрации.

Над Печенгской структурой, напротив, поле глубинных волн необычайно сложное (рис.4.1). На времени, соответствующем регистрации групп I и II в нормальной коре, здесь также прослежены две группы волн. Однако фазовые годографы имеют более высокую кажущуюся скорость, чем групповая скорость волн I и II, и кулисообразно заполняют стандартную область регистрации групп I и II. Кроме того, на более раннем времени вступления появляется еще одна, третья группа волн.

Сопоставимы ли столь непохожие поля над Печенгской структурой и в ее обрамлении? Решение этого вопроса оказалось возможным, благодаря цепочке коротких зондирований 1-7 (рис.4.2а), которая соединяет профили ГСЗ Печенгская губа-Костомукша и Печенга-Ловно южнее Печенгской структуры. Зондирования изучались из ПВ I меридионального профиля. Благодаря близкому расположению самых северных пунктов взрыва обоих профилей (ПВ I и ПВ Ристи), можно считать, что наблюдения из ПВ Ристи по профилю Печенга-Ловно и из ПВ I по профилю Печенгская губа-Костомукша и зондированиям 1-7 образуют замкнутый полигон. Это и дает возможность сопоставить поля глубинных волн гнейсового (нормального) разреза (профиль Печенгская губа-Костомукша) и Печенгской структуры (аномальной высокоскоростной зоны профиля Печенга-Ловно).

Проведен тщательный анализ волновых полей из ПВ I и ПВ Ристи в области эпицентральных расстояний, включающей непродольный профиль зондирований 1-7 (70-80 км). Задача состояла в том, чтобы передать корреляцию стандартных для щита групп I и II, надежно прослеживаемых по профилю Печенгская губа-Костомукша, на профиль Печенга-Ловно. Основная трудность заключается в передаче корреляции группы I, группа II сохраняет здесь область прослеживания на обоих профилях ГСЗ (рис. 4.2б,в,д).

Своеобразие волнового поля группы I заключается в структуре его восточной части между зондированием I (корреляционная точка профиля Печенгская губа-Костомукша и непродольного профиля) и зондированием 3 (рис.4.2г). Здесь наблюдается расщепление группы I на две части, причем более ранняя из них приобретает близкую к бесконечности кажущуюся скорость. Далее к западу обе части этой группы волн следятся по параллельным годографам. В западной корреляционной точке полигона (пересечение зондирования 7 и профиля Печенга-Ловно) ветви расщепленной группы I непродольного профиля надежно увязываются с двумя группами волн из ПВ Ристи.

Чем же объяснить расщепление группы I. Для ответа рассмотрим возможность влияния Печенгской структуры - мощного тела с аномально высокой скоростью на пути распространения этой группы волн (рис. 4.2, а). Сравним лучевые расстояния между ПВ I и зондированиями 1-7, с одной стороны, и между ПВ Ристи и зондированием 7, с другой (табл. 4.1).

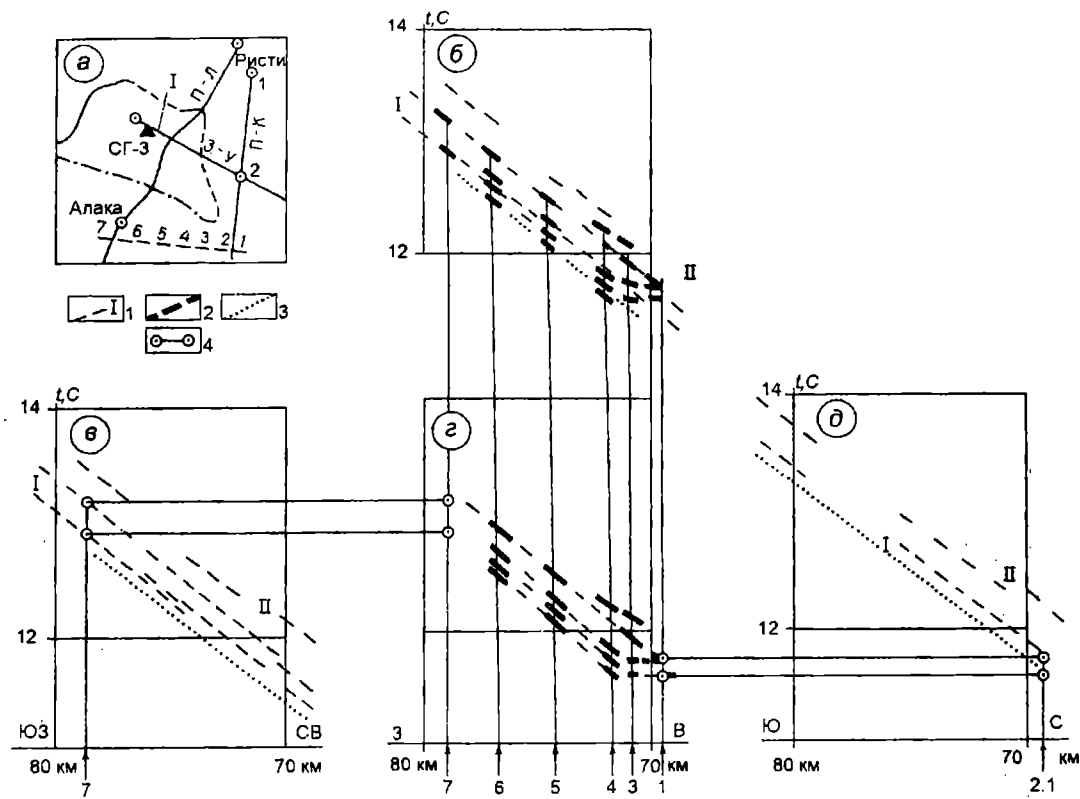


Рис. 4.2. Сопоставление схематических годографов волн I и II по полигону профилей в едином интервале эпицентральных расстояний (70-80 км).

а - схема профилей Печенга - Ловно (П.-Л.), Печенгская губа - Костомукша (П.-К.) и зондирований 1-7; б - совмещенные годографы по профилям Печенга - Ловно из ПВ Ристи и зондированиям 1-7 (ПВ I); в - годографы по профилю Печенга - Ловно (ПВ Ристи); г - то же, зондирований (ПВ I); д - то же, по профилю Печенга - Костомукша (ПВ I); 1 - годографы и индексы глубинных волн на профилях ГСЗ; 2 - годографы зондирований; 3 - годографы первых вступлений; 4 - корреляционная увязка волн.

**Сопоставление лучевых расстояний между ПВ и зондированиями  
в районе Печенгской структуры**

Номер зондирования	Расстояние по лучу (км) относительно Печенгской структуры		
	от ПВ до северного контакта	внутри структуры	от южного контакта до зондирования
<b>ПВ I</b>			
3*	63	4	5
4**	52	10	10
5	35	25	15
6	32	27	20
7	30	30	23
<b>ПВ Ристи</b>			
7	35	30	23

\*Лучи до зондирований 1 и 2 расположены восточнее Печенгской структуры.

\*\*Расстояния определяются ненадежно из-за плохой изученности восточного контакта Печенгской структуры с обрамлением и резкого изменения ее видимой мощности в этой области.

Такое сравнение не оставляет сомнений в тесной связи геометрических характеристик лучей из ПВ Ристи до непродольного профиля с лучами из ПВ I до зондирований 5, 6, 7. Эта связь полностью подтверждается сопоставлением волновых полей непродольного профиля и профиля Печенга-Ловно (рис.4.2б): для упомянутых зондирований поле группы I идентично продольному профилю, а для трех восточных зондирований сходство сохраняется только для поздней ветви этой группы. Кстати говоря, годограф этой ветви практически не отличается от стандартного для группы I, как следует из сравнения рис. 4.2в,д.

Таким образом, разветвление группы волн I на две части за южным контактом Печенгской структуры объясняется влиянием этой высокоскоростной аномалии. Поздняя волна распространяется по лучам, не пересекающим аномального объекта, и поэтому сохраняет стандартную кинематику. Ранняя ветвь, напротив, опережает стандартный годограф на 0.2-0.3 с, что объясняется прохождением ее лучей через аномальный объект. Численное моделирование подтверждает эти оценки.

Итак, кардинальный вопрос идентификации волн, распространяющихся над аномальной Печенгой, со стандартным положением групп I и II в ее обрамлении, представленном нормальным гнейсовым разрезом, можно считать решенным. Следующая задача состоит в прослеживании этих волн в пределы собственно Печенгской структуры до сверхглубокой скважины, чтобы идентифицировать наземные и скважинные волновые поля, привязать волны групп I и II к разрезу СГ-3 и определить их природу. Для прослеживания этих групп волн в пределы Печенгской структуры до скважины СГ-3 использована не только система наблюдений на профиле Печенга-Ловно, но и вся совокупность профилей МОВ, дополняющих и уточняющих данные ГСЗ. В результате этого анализа группы волн I и II были идентифицированы на профиле I с повышенной детальностью наблюдений, проходящем через устье СГ-3 (см. рис.4.1), из того же ПВ Алака, который действовал на профиле Печенга-Ловно (рис.4.2а).

В волновом поле по профилю I обращает внимание высокая кажущаяся скорость фаз (до 7 км/с), формирующих группы I и II, превосходящая групповую скорость этих колебаний на нормальных разрезах коры. Это неудивительно: скорость в эффузивах, преобладающих в обнажениях печенгского комплекса, достигает 6.8 км/с, и кажущаяся скорость глубинных волн не может быть меньше.

Неоднозначность интерпретации глубинных волн, регистрируемых на больших базах, заключается в альтернативном выборе модели среды. Предположение об увеличении скорости с глубиной приводит к интерпретации волн как преломленных и построению преломляющей границы. Напротив, предположение об инверсионном скоростном разрезе приводит к механизму распространения волн как подэкранных отражений.

Инверсионный разрез участка сверхглубокого бурения доказан исследованиями ВСП в стволе СГ-3, которые выявили многочисленные волноводы разных рангов (рис.4.3). Собственно говоря, всю толщу пород глубже 4.3 км можно считать волноводом, потому что она перекрыта породами с максимальной для всего разреза скоростью - 6.8 км/с. Менее мощные однослойные волноводы или структуры, содержащие волноводные слои, есть как выше, так и ниже этого контакта.

Определение скоростной модели интервалов разреза, ответственных за формирование волн I и II, возможно по данным ВСП в СГ-3 при условии, что известны границы этих интервалов. Но они пока могут быть установлены только приближенно из-за незавершенности эксперимента ВСП-ГСЗ. Что касается верхней границы интервала, формирующего волну I, то, судя по сейсмограмме (рис.4.4) (время регистрации 6.4-6.5 с), можно полагать, что эта граница расположена не глубже 5.5 км. Мощность интервала установить пока не удастся, но можно оценить величиной около 1 км. Сопоставление этих сугубо приближенных оценок со скоростной колонкой СГ-3 позволяет связать формирование волны I с наиболее резкой границей, расположенной на глубине 4.5 км. Разрез СГ-3 можно моделировать не только пластовой, но и кусочно-градиентной зависимостью скорости от глубины (рис.4.3г), как это принято при сейсмическом моделировании данных ГСЗ. Тогда интервал разреза с постоянным градиентом скорости, залегающий под указанной выше границей, определяется как 4.5-6.8 км. Заметим, что его нижний контакт совпадает с первоначальной оценкой глубины "базальтового" слоя (рис.4.3а).

Внутренняя структура интервала определена в пластовой модели скорости (рис.4.3б). Она представлена чередованием пяти пластов с повышенной и пониженной скоростью мощностью в несколько сотен метров. Можно ожидать, что латеральные размеры этих тел также ограничены (не более чем на порядок выше вертикальных). Таким образом, интервал разреза, формирующий волну I, скорее всего, представлен композицией линзовидных тел, имеющих протяженность в несколько километров и сменяющих друг друга по простиранию. Оценка горизонтальных размеров этих тел вполне согласуется с протяженностью корреляции отдельных фаз в реальных полях ГСЗ. В геологическом отношении интервал формирования волны I в разрезе СГ-3 приурочен, в основном, к рассланцованным эффузивам нижнепеченгской подсерии.

Волна II, регистрируемая в СГ-3 из ПВ Алака на времени 6.7-7.0 с (см. рис.4.4), может быть привязана к разрезу скважины только по экстраполяции. Это дает крайне приближенную оценку 10-12 км, а возможно, и еще более размытую. По меньшей мере, это самая нижняя часть разреза СГ-3, а может быть, и несколько большей глубины, чем современный ее забой. За верхнюю границу интервала формирования волны II можно условно принять глубину 9 км, с которой в градиентной скоростной модели разреза СГ-3 начинается очередной волновод.



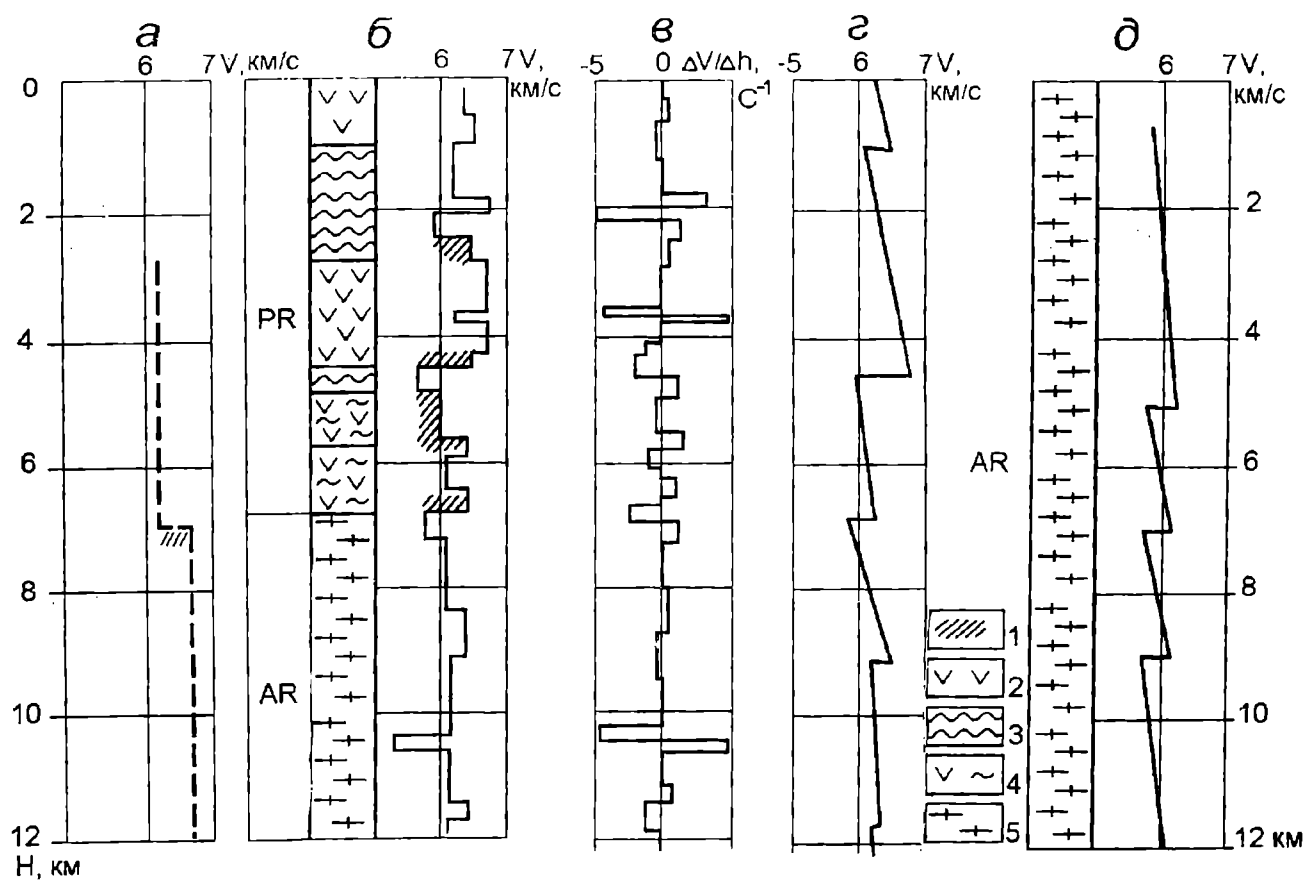


Рис. 4.3. Сравнительные данные о зависимости скорости продольных волн от глубины.

а - предполагаемый разрез земной коры с "базальтовым" слоем (Печенгский район); б - г - разрез Кольской сверхглубокой скважины: б - данные ВСП, в - градиентная модель исходных данных ВСП, г - обобщенная градиентная модель, д - расчетная модель для гранито-гнейсовых разрезов земной коры; 1 - резкие границы (за исключением маломощных); 2 - эффузивы; 3 - метаосадки, иногда с интрузивами; 4 - рассланцованные эффузивы; 5 - гнейсы.

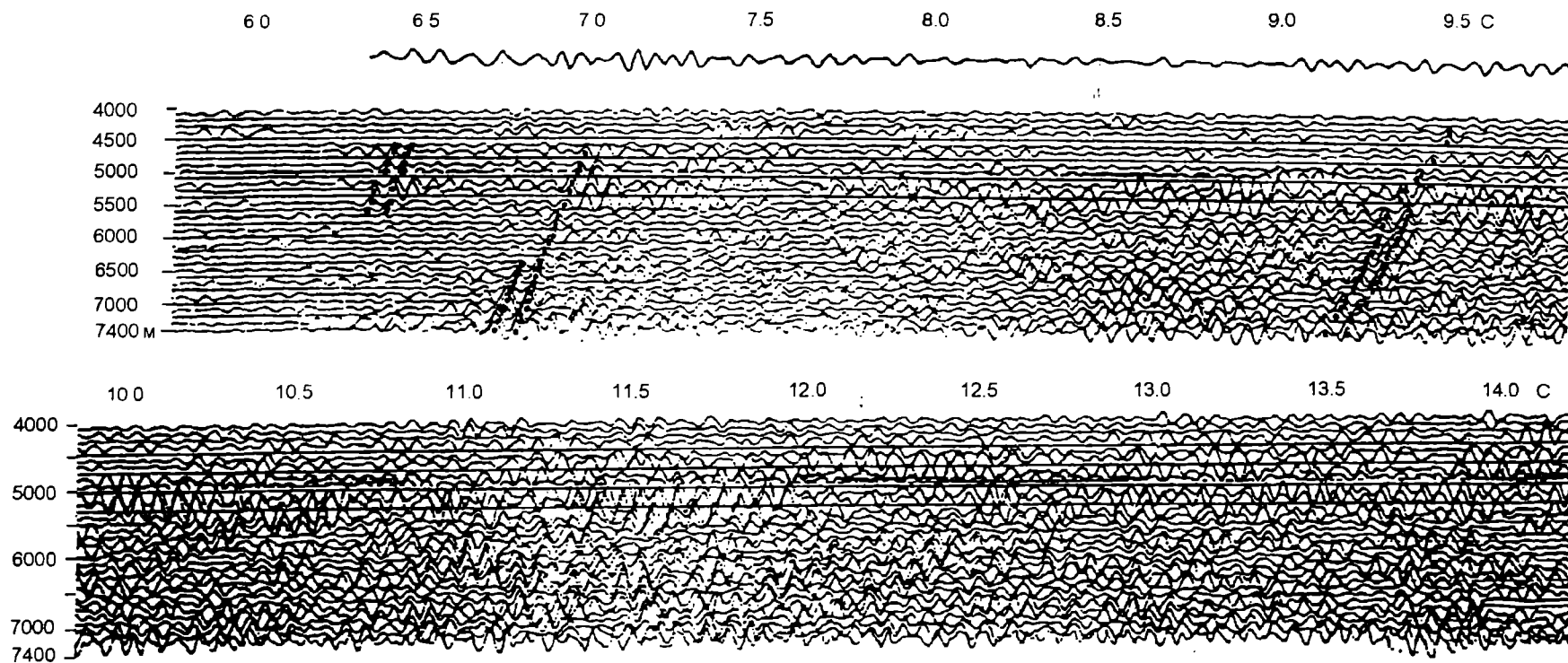


Рис. 4.4. Монтаж сейсмограмм ВСП-ГСЗ в Кольской скважине (ПВ 40 км). Показана корреляция устойчиво прослеживаемых восходящих волн.

Как ни приближенна привязка волн I и II к разрезу скважины СГ-3, она, несомненно, надежнее оценки глубины формирования этих волн по данным ГСЗ, и эти оценки должны быть сопоставлены. Напомним, что для групп волн I и II моделирование ГСЗ дает глубины 5-7 и 9-12 км (рис.4.3д), т.е. практически те же самые, что и привязка к разрезу СГ-3. Из этого следует ряд важных выводов.

1. Методология интерпретации данных ГСЗ на щите, развиваемая сотрудниками И.В.Литвиненко, перспективна, а предлагаемые сейсмические модели верхней части разреза коры щита соответствуют реальным волновым полям и разрезу СГ-3.

2. Независимость глубины интервалов коры, ответственных за формирование групп I и II, от структурно-геологических условий (гнейсовые разрезы, аномальная зона Печенги) указывает на связь этих групп волн не с геологическими факторами (возраст, состав), а, по-видимому, с некоторыми механическими свойствами коры.

3. Универсальность волновых групп I и II в восточной части Балтийского щита позволяет поставить вопрос о том, не является ли это характеристикой всего щита, а может быть, и других кристаллических щитов.

#### **4.2. Среднемасштабные исследования МОВ и ВСП**

Мы рассмотрели внутреннюю взаимосвязь исследований методом ГСЗ и сверхглубокого бурения, благодаря которой оказалось возможным вплотную подойти к выявлению природы глубинных сейсмических границ в кристаллической коре. Методика ВСП-ГСЗ представляется главным средством для изучения этого вопроса.

Связь сверхглубокого бурения с более крупномасштабными, чем ГСЗ, сейсмическими исследованиями оказалась не менее плодотворной. Речь идет о структурно-геологическом изучении печенгского эффузивно-осадочного комплекса и тех уроках геологической интерпретации, которые скважина СГ-3 преподала сейсморазведке МОВ в условиях кристаллического щита.

Несомненно, что скважина СГ-3, как уже говорилось, своим "местом рождения" - в Печенгско-Аллареченском районе - обязана наряду с другими факторами, также и высокой сейсмической изученности этой территории. Среднемасштабные исследования МОВ, принявшие эстафету от ГСЗ, были направлены на изучение печенгского комплекса и структуры обрамления в связи с поисками никеля. К началу бурения печенгский комплекс был изучен по отражающим горизонтам, связанным с его осадочными толщами, и составлены их структурные карты. В первые годы бурения забой СГ-3 быстро углублялся, и вскоре ее глубина стала сопоставимой с глубиной сейсмических разрезов. В результате этого СГ-3 являлась идеальным внешним контролем сейсморазведки МОВ на кристаллическом щите. Наиболее наглядно эту роль скважины можно проследить на примере сейсмического профиля, специально проведенного через ее устье (на рис.4.2а его плановое положение совпадает с профилем I). Когда глубина СГ-3 составляла меньше 1/3 от современного забоя, наблюдения на профиле еще не были закончены. Сейсмический разрез, построенный по этим предварительным данным [Литосфера Центральной..., 1987], был прогнозным для глубин СГ-3 свыше 3.5 км. Дальнейшее бурение полностью подтвердило структуру печенгского комплекса, предполагаемую, по сейсмическим данным, в комплексе с геологическим картированием.

Как показал профиль МОВ через устье СГ-3, связь глубокого бурения и сейсморазведки не является односторонней. Не только бурение ревизует

геофизические данные, но и сейсморазведка помогает решать проблемы геологической корреляции между дневной поверхностью и стволом СГ-3. Важную роль здесь сыграло то обстоятельство, что сейсмические исследования на поверхности сопровождались ВСП в стволе СГ-3 [Лизинский, Ланев, 1991].

При изучении структуры кристаллической коры ВСП выполняет не только традиционную для этого метода роль мощного средства изучения и анализа волнового поля, но и непосредственно содействует изучению разреза на глубине, в частности, путем корреляции границ между дневной поверхностью и стволом изучаемой скважины.

Проблемы этой корреляции в разрезе СГ-3 особенно остро встали для нижней части разреза печенгского комплекса, где породы I и II вулканогенных толщ (пирттиярвинской и маярвинской свит) по своей текстуре оказались совершенно отличными от соответствующих пород на дневной поверхности. На глубине это были аподиабазовые сланцы - результат, по В.И.Казанскому [Кольская сверхглубокая, 1984], дислокационного метаморфизма, а на поверхности - массивные породы.

Проблема структурной идентификации для различных пород была непростой и усугублялась крайне скудным выходом керна из предположительно II эффузивной толщи, что, несомненно, было следствием разрывной тектоники. Сейсмические данные (рис.4.5) позволили проследить от дневной поверхности на глубину до ствола СГ-3 контакт между I и II толщами и менее надежно - нижний контакт печенгского комплекса. Последний, представленный маломощными базальными конгломератами, на геологической карте показан в виде отдельных пятен, и неустойчивое прослеживание его с помощью МОВ вполне адекватно данным картирования. Данные МОВ о корреляции между поверхностью и стволом СГ-3 вулканогенной толщи согласуются с магнитометрией благодаря аномально высокой намагниченности этих пород.

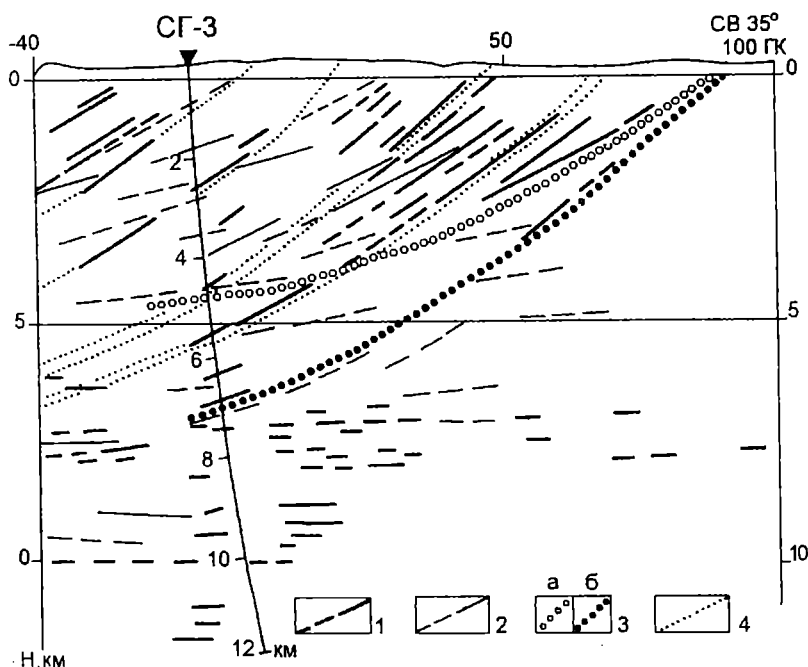


Рис. 4.5. Сейсмический разрез участка сверхглубокого бурения.

1, 2 - сейсмические границы, прослеженные на профилях: 1 - М7 (1972 г.), 2 - Р2 (1963 г.); 3 - нижний контакт печенгского комплекса: а - предполагаемый по данным сейсморазведки и геокартирования в 1963 году, б - по данным скв. СГ-3, геокартирования и сейсморазведки; 4 - контакты свит печенгского комплекса по геологическим и сейсмическим данным.

Сегодня вывод о монокинальной структуре всего печенгского комплекса, в том числе и его нижних толщ, полученный из комплекса геологических, сейсмических, а также магнитометрических данных, сомнений не вызывает. Но чем объяснить столь резкое различие свойств эффузивов нижних толщ печенгского комплекса на поверхности и в скважине, и где расположена граница между массивными и рассланцованными породами?

На первый вопрос, скорее всего, дают ответ работы А.А.Кременецкого [Кременецкий, Овчинников, 1986]. Надежного ответа на второй вопрос сегодня не существует, но вполне возможно, что он содержится в сейсмическом разрезе через СГ-3. На рис.4.5 этот разрез представлен двумя сериями наблюдений МОВ по профилям, расположенным весьма близко (около 1 км) и параллельно друг другу. Но их разделяет отрезок времени около 10 лет и различная методика наблюдений. Более поздние наблюдения, выполненные специально для изучения разреза через устье СГ-3, суть более детальные и высокочастотные.

При более ранних наблюдениях отражающие границы прослежены под меньшими углами, чем при поздних. Наиболее протяженная граница, которая в современном разрезе СГ-3 находится на глубине около 4.5 км, была принята за нижний контакт протерозойских образований. Причина такой геологической интерпретации - простейшая экстраполяция отражающего горизонта к дневной поверхности. В 1963 г., когда интерпретировались эти материалы, ничего другого нельзя было предположить.

Но сегодня хорошо известно, что нижний контакт печенгского комплекса пересечен стволом СГ-3 на глубине не 4.5, а 6.8 км. Тогда с чем же связана граница, прослеженная в 1963 г. в низкочастотной области спектра сейсмических волн?

С глубины 4.5 км в СГ-3 как раз начинается разрез упомянутых выше полностью рассланцованных пород нижнепеченгской подсерии, аналоги которых на поверхности имеют массивную текстуру. Так что вполне возможно предположение, что отражающий горизонт, принятый ранее за контакт протерозойского и архейского комплексов, на самом деле отделяет рассланцованные породы нижнепеченгской подсерии, пересеченные стволом СГ-3, от их массивных аналогов, закартированных на поверхности.

Эта ситуация сродни предположению о "базальтовом" слое на глубине 7 км: в обоих случаях сейсмические волны и границы - реальность, но первоначальная их геологическая интерпретация потребовала пересмотра. В частности, случай с контактом протерозойских и архейских образований показывает, насколько неоднозначной может быть привязка наклонных сейсмических границ к геологической карте.

Решение вопросов корреляции разреза между дневной поверхностью и стволом СГ-3 имеет не только геологическое значение, но и создает основу для построения сейсмической модели, прежде всего, модели распределения скорости. В узком смысле это модель разреза СГ-3, а в широком - ее можно принять за скоростную модель всего печенгского комплекса, поскольку сейсмический профиль через устье скв. СГ-3 по структурной позиции и в связи с пересечением этой скважиной можно считать опорным.

В самом деле, профиль пересекает образования всех стратиграфических подразделений печенгского комплекса. Скорость упругих волн изучена как вдоль поверхности, так и по стволу СГ-3, так что "золотой треугольник" этого профиля раскрывает картину распределения скорости в сечении печенгского комплекса вкрест его простираения путем сопоставления этих данных по горизонтальному и вертикальному профилям.

Детальность изучения скорости по первым волнам на этих профилях сопоставима - сотни метров, а точность - до 0.1 км/с. Данные по профилям,

отличаясь в деталях, сопоставимы в ранге крупных стратиграфических подразделений (свит) [Лизинский, Лансв, 1991] (табл.4.2).

Таблица 4.2

Сопоставление пластовой скорости по стволу СГ-3 и скорости вблизи дневной поверхности по данным наземных наблюдений

Комплекс	Свита	Состав	Глубина нижнего контакта по стволу СГ-3, км	Вер- тика- льная мощ- ность, км	Скорость, км/с	
					в скв.	вдоль дневн. повер.
Карельский (протерозой)	Матерт	Эффузивы	1.06	1.06	6.5	6.5
	Ждановская	Осадки, интрузивы	2.80	1.74	6.2	6.2
	Заполярининская	Эффузивы	4.56	1.76	6.7	6.6
	Лучломпольская	Осадки	4.88	0.32	5.6	5.4
	Пирттиярвин.*	Эффузивы	5.72	0.84	6.0	6.4
	Маярвинская*	Эффузивы	6.84	1.12	6.3	5.7
Кольско- беломорс- кий (архей)		Гнейсы	12	5.16	6.2	5.8

\*В нижней части разреза - маломощные (до 0.2 км) осадки (под пирттиярвинской свитой - кувернеринийокская, под маярвинской - телевинская).

Значимые расхождения в скорости начинаются с глубины по стволу 4.88 км, т.е. с разреза нижнепеченгской подсерии. В верхней ее части расхождение на первый взгляд парадоксально: скорость на поверхности выше, чем на глубине! Простейшее объяснение традиционно: это секущая зона нарушения, устанавливаемая по целому комплексу факторов [Кольская сверхглубокая, 1984], в т.ч. по минимальному для всего разреза СГ-3 (!) выходу керна. Дополнительное объяснение связано с наблюдаемым различием текстуры этих эффузивов на поверхности и в скважине: соответственно массивной и сланцеватой.

Оба эти объяснения трактуют различие скорости как локальный факт, присущий данному разрезу. Но в первом случае подразумевается, что аномалия скорости в скважине простирается не более, чем на сотни метров, а скорость в соответствующем слое модели вне аномалии равна значению, измеренному на поверхности (6.4 км/с). Второе объяснение аномалии скорости различием текстуры пород позволяет рассмотреть дополнительно осложненный вариант геометрической модели, учитывающий предполагаемую сейсмическую границу между массивными (на поверхности) и рассланцованными эффузивами. Ниже этой границы, можно полагать, скорость соответствует пластовой, выше - измеренной на поверхности.

Возможно и еще одно - нетрадиционное - объяснение. Рассматриваемый промежуток глубин (4.9-5.7 км) входит в состав интервала разреза (5-7 км), который формирует группу волн I, регионально прослеживаемую при ГСЗ на Балтийском щите. Нельзя исключить возможность, что аномально низкая скорость на этой глубине есть следствие не только (а может быть, не столько) локальных геологических

факторов конкретного разреза, а результат действия региональных факторов, формирующих волнообразующую границу I.

Обратимся теперь к двум другим интервалам значимого различия скорости на поверхности и в скважине. Здесь, как и полагается, скорость на глубине выше, чем в верхней части разреза. Для гнейсового комплекса указанные численные значения скорости повторяют те, которые были ранее известны из наблюдений ГСЗ и математического моделирования его волновых полей и объяснялись рефракцией волн в верхней части разреза. Такое объяснение подтверждается наблюдениями первых волн на профиле МОВ через СГ-3. Это объяснение применимо не только к гнейсам, но и к эффузивам самой нижней - маярвинской свиты печенгского комплекса.

Распределение в пространстве скорости - это одна из характеристик сейсмической модели. Другая ее характеристика - волновые поля. Волновое поле в районе сверхглубокого бурения изучалось, в основном, в двух диапазонах частот: 10-15 Гц при ГСЗ и региональном МОВ и 20-60 Гц - при более детальных исследованиях Печенгской структуры.

В низкочастотном интервале прослежены, в основном, колебания, связанные с внутрикоровыми границами, которые, как указывалось выше, распространены не только в районе сверхглубокого бурения, но и за его пределами. В этом же диапазоне частот следятся отраженные волны, которые, скорее всего, связаны с тектоникой надвигового типа, весьма характерной для печенгского комплекса, и в некоторой степени - с его собственной слоистостью. Сейсмические границы обоих типов (тектонические и стратиграфические) падают в одном направлении. Тектонические границы залегают под углами, близкими или несколько меньшими, чем слоистость печенгского комплекса.

Среднечастотные колебания имеют совершенно четкую структурно-геологическую природу: они связаны со слоистостью печенгского комплекса. Это отраженные и преломленные (обменные на крутопадающих границах) волны. Акустическая природа отражений изучена с помощью комплексного анализа данных ВСП и АК и определяется, как и в осадочных бассейнах, конструктивной интерференцией [Исследование физико-геологической..., 1987]. Так же объясняется и природа обменных преломлений в соответствии с их численным моделированием [Лизинский, Писакина, Гавловская, 1987]. Лучшими отражающими границами в печенгском комплексе являются его осадочные толщи, из них наиболее резкая - третья, или образования лучломпольской свиты. В продуктивной толще отраженные волны связаны с интервалами, содержащими интрузивные тела и силлы габбро-диабазов.

Во многих случаях одни и те же границы являются как отражающими, так и обменными преломляющими. Это обстоятельство, с одной стороны, необычайно усложняет волновое поле и делает опасным применение стандартных графов его обработки. С другой стороны, при условии адекватной идентификации волн разных типов создается возможность дополнительного прослеживания сейсмических границ по волнам альтернативного типа без усложнения систем наблюдений.

Итак, сейсмическая модель печенгского комплекса, по данным МОВ и ВСП в Кольской скважине, представляется следующим образом. Распределение скорости в целом подчиняется моноклиальной структуре комплекса: скорость постоянна в образованиях крупных стратиграфических подразделений - толщ (свит), причем две маломощные нижние осадочные толщи объединяются с соответствующими эффузивными. У этой генеральной схемы возможны некоторые уточняющие варианты, рассмотренные выше. Наиболее радикальный из них предполагает моноклиальную скоростную модель только до глубины 4.9 км - глубже

имеют место скоростные модели интервалов коры, ответственных за формирование групп волн I, II и т.д. Осадочные горизонты, разделяющие мощные вулканиты, а также отдельные интервалы разреза продуктивной толщи ответственны за формирование отраженных и обменных преломленных волн. Именно по этим сейсмическим границам изучено глубинное строение печенгского комплекса в целом, а также в более крупном масштабе - некоторых участков продуктивной толщи, перспективных на поиски медно-никелевых руд.

## Литература

*Восточная часть Балтийского щита / Геология и глубинное строение.* Л.: Наука, 1975. 161 с.

*Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита.* Л.: Наука, 1968. 194 с.

Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д., Лобач-Жученко С.Б., Платоненкова Л.Н., Чекулаев В.П. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука. 1991. С.53-84.

Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д. и др. Сейсмические исследования Кольской сверхглубокой скважины - путь к изучению природы глубинных сейсмических границ // Зап. СПбГИ, 1992, т.135. С. 12-21.

*Земная кора восточной части Балтийского щита.* Л.: Наука, 1978. 232 с.

*Исследование физико-геологической природы сейсмических волн, отраженных от границ печенгского эффузивно-осадочного комплекса /* М.Д.Лизинский, В.С.Ланев, Ю.П.Смирнов, М.Ю.Паненкова // Зап. ЛГИ, 1987, т. 113. С. 21-29.

Кременецкий А.А. , Овчинников Л.П. Геохимия глубинных пород. М., 1986. 261 с.

*Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины /* Под редакцией Е.А.Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.

Лизинский М.Д., Писакина Т.Л., Гавловская Т.Б. Исследование проходящих волн, преломленных на крутопадающих контактах / Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. Вып.13. Межвуз. научн. темат. сборник. Свердловск: изд. СГИ, 1987. С. 70-75.

Лизинский М.Д., Ланев В.С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины / Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука. 1991. С. 130-147.

Литвиненко И.В., Гавловская Т.Б., Захаров В.Х., Лизинский М.Д. Изучение структуры Печенгского рудного поля сейсморазведкой и электроразведкой / Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. Вып. 9. Межвуз. научн. темат. сборник. Свердловск: Изд. СГИ. 1983. С. 3-10.

Литвиненко И.В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. 27-й МГК. Секция С. 08. Докл. Т. 8. М., 1984. С. 9-20.

*Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы I, II, V/* Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Литвиненко И.В. Киев: Наукова думка. 1987. 168 с.



## Глава 5. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОВЗ В РАЙОНЕ КОЛЬСКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-3

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) основан на регистрации и последующей интерпретации обменных волн типа PS, т.е. волн, первоначально имеющих природу продольных волн, а после прохождения сквозь анизотропные среды меняющих свою природу на поперечные - S. Для построения границ обмена используется разность времен прихода обменных и образующих их продольных волн, т.е.  $\Delta T_{ps-p}$ . Метод позволяет изучать глубинное строение земной коры и верхней мантии от 0.8-1.0 до 100-150 км, выделять вертикальные, горизонтальные и наклонные границы и неоднородности в литосфере. Точность построения разрезов этим методом практически очень слабо зависит от погрешности определения координат эпицентров землетрясений и других сейсмопроявлений, глубины гипоцентра и времени в очаге, а зависит в основном от частоты зарегистрированных сигналов и расстояния между регистраторами.

Сейсмологические исследования МОВЗ с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях (метод разведочной сейсмологии - МРС) являются более информативными чем просто МОВЗ и выполняются в Печенгском районе с 1977 года. Исследования МОВЗ-МРС проводились разными авторскими коллективами, что обеспечивает внешний контроль построений. Работы МОВЗ осуществлялись автономно и в комплексе с исследованиями ГСЗ (рис.5.1).

В 1977-79-е годы НПО "Нефтегеофизика" выполнены исследования МОВЗ на пяти профилях общей протяженностью 250 км [Волхонин, Линькова и др., 1988] с аппаратурой "Земля". Расположение профилей было выбрано таким образом, чтобы охватить области развития двух типичных для района исследований формаций - архейских складчатых образований и протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса пород. Отработано три основных профиля: Заполярный-Баренцево море, Печенга-Ура-Губа, Приречный-Борисоглебск и два вспомогательных профиля: Титовка-Рыбачий, оз.Куэтсарви-Заполярный. Целью работ явилось, с одной стороны, выяснение возможностей метода в условиях отсутствия осадочного чехла и выхода на поверхность древнейших комплексов со сложной внутренней структурой, а с другой - изучение глубинного строения литосферы района СГ-3. В результате проведенных исследований авторы пришли к выводу, что в поле обменных волн выделяется значительно большее количество сейсмических границ, чем при методе ГСЗ. В качестве опорных выделены две границы обмена: на глубине 10-15 км, располагающаяся несколько выше преломляющего горизонта с граничной скоростью 6.8 км/с, и граница Мохоровичича на глубине 37-42 км, хорошо увязываемая с данными ГСЗ. В земной коре выделены также промежуточные прерывистые границы, характеризующие ее сложное слоисто-блоковое строение. Верхняя мантия, изученная до глубин 70 км, характеризуется в поле обменных волн значительной расслоенностью.

В 1984-1985 годах СРГЭ НПО "Нефтегеофизика" проведены сейсмические исследования методом МОВЗ-ГСЗ на профиле "Кварц" (рис.5.1), который пересекает весь Кольский полуостров с СЗ на ЮВ. На северо-западном фланге профиля, на отрезке протяженностью 60 км, проходящего непосредственно через СГ-3, выполнены детальные непрерывные наблюдения с шагом 250 м, и проведены также площадные сейсмические исследования МОВЗ-ГСЗ по семи пересекающимся под прямыми углами профилям (рис.5.1) общей протяженностью 93 километра с

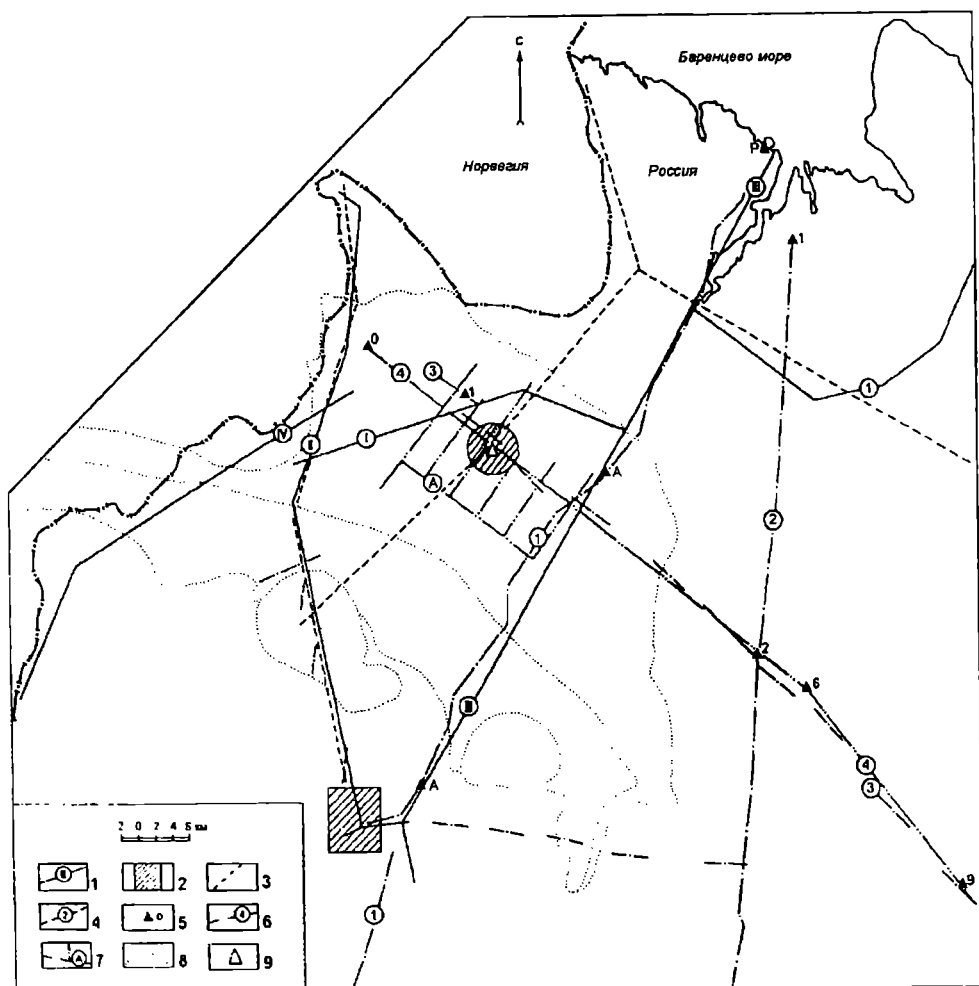


Рис. 5.1. Схема сейсмической изученности Печенгского района методами ГСЗ и МОВЗ.

1 - сейсмические профили МРС, выполненные ГПП "Невскгеология"; 2 - участки детальных работ МОВЗ, выполненные ГПП "Невскгеология"; 3 - профили МОВЗ, выполненные НПО "Нефтегеофизика"; 4 - профили ГСЗ (1 - Печенга-Ловно, 2 - Печенга-Ковдор (геотрансект EU-3), 3 - Никель-Умбозеро); 5 - пункты взрыва при работах ГСЗ; 6 - сейсмические профили МОВЗ-ГСЗ, выполненные СРГЭ НПО "Нефтегеофизика" (4 - профиль "Кварц"; 7 - детальные наблюдения МОВЗ-ГСЗ на профиле "Кварц"; 8 - граница Печенгской структуры; 9 - Кольская сверхглубокая скважина.

шагом 250 метров. Прострелка выполнена из 5 ПВ на удалениях 10-220 км. Площадные работы МОВЗ-ГСЗ в районе скв.СГ-3 проводились с целью уточнения глубинной структуры коры, выявленной при ГСЗ корреляции сейсмических границ в разрезе скважины и в нижележащих толщах пород, определения наклона и рельефа границ раздела, уточнения скоростного разреза коры. Кроме того, ставилась специальная задача построения объемной модели коры участка бурения СГ-3.

Получены новые результаты, характеризующие разрез земной коры Печенгского района по данным различных классов и типов волн [Галдин, Егоркин и др., 1991]. По рефрагированным продольным и поперечным волнам от взрывов определены скоростные параметры разреза, а по отраженным волнам построены отражающие площадки, которые, по мнению авторов, характеризуют контакты геологических тел, границы раздела между основными частями литосферы, тектонические нарушения. На профиле "Кварц" данные обменных волн землетрясений позволили охарактеризовать земную кору в основном, начиная с глубины 10 км. Выделено до 5 границ обмена, основными из которых являются поверхность М (глубина 41-45 км, 51% информации) и  $PS_{3k}$  (глубина 24-27 км, 31% информации). Составлены объемная модель строения земной коры района СГ-3 [Галдин, Егоркин и др., 1991] в пределах прямоугольного параллелепипеда со сторонами 19 и 7 км, сейсмические и геолого-геофизические разрезы по всем профилям, схемы изоглубин для трех границ раздела.

### **5.1. Сейсмологические исследования МРС**

В 1988-1995 годах ГПП "Невскеология", г.Санкт-Петербург, выполнены трехкомпонентные сейсмологические профильно-площадные работы методом разведочной сейсмологии (МРС). Это метод, позволяющий использовать в интерпретации волны всех типов источников сейсмических колебаний: взрывов и землетрясений [Булин, Исанина, Литвиненко, 1992]. ГПП "Невскеология" исследования МРС начало с детальных площадных работ по радиально-кольцевым профилям вокруг Кольской СГ-3. Шаг наблюдений - 500 метров, площадь изучения - 20 км<sup>2</sup>, глубина построения объемной модели земной коры - до 50 км. Цель работ - построение равномерно обоснованной объемной модели глубинного строения земной коры и увязка особенностей волновых полей с особенностями физико-геологических параметров среды. После удачного проведения опытных и детальных работ МРС в ГПП "Невскеология" были выполнены региональные (рис.5.1) исследования МРС по системе замкнутых профилей (330 км профилей с интервалом наблюдений 1-3 км). Цель региональных работ - построение глубинных сейсмогеологических разрезов по Печенгско-Аллареченской площади новыми способами обработки (динамические и кинематические). Кроме традиционных в МРС разрезов, по результатам обработки взрывов получены томографические карты (рис.5.2) скоростных параметров  $V_p$  и  $V_s$  по площади на разных глубинных срезах. При первичном анализе этих карт отчетливо проявилось размещение областей повышенной скорости продольных волн ( $V_p = 6.1-6.3$  км) в северном борту Печенгской структуры и наличие областей понижений скорости ( $V_p = 5.0-5.1$  км/с) западнее пос.Никель.

Значительный интерес в работах этой организации представляют глубинные разрезы в параметре обменоспособности земной коры, т.е. появляется возможность взглянуть на разрез с точки зрения изучения динамических параметров, так как обменоспособность - это способность среды (участка среды) к образованию в ней обменной S-волны при прохождении через нее продольной Р-волны [Булин, Исанина, Литвиненко,

1992; Строение литосферы..., 1993]. Было установлено: динамика PS-волн в значительной степени зависит как от таких параметров среды как трещиноватость, перепад скорости, мощность границы и т.д., так и от напряженного состояния земной коры на участках исследования (рис.5.3).

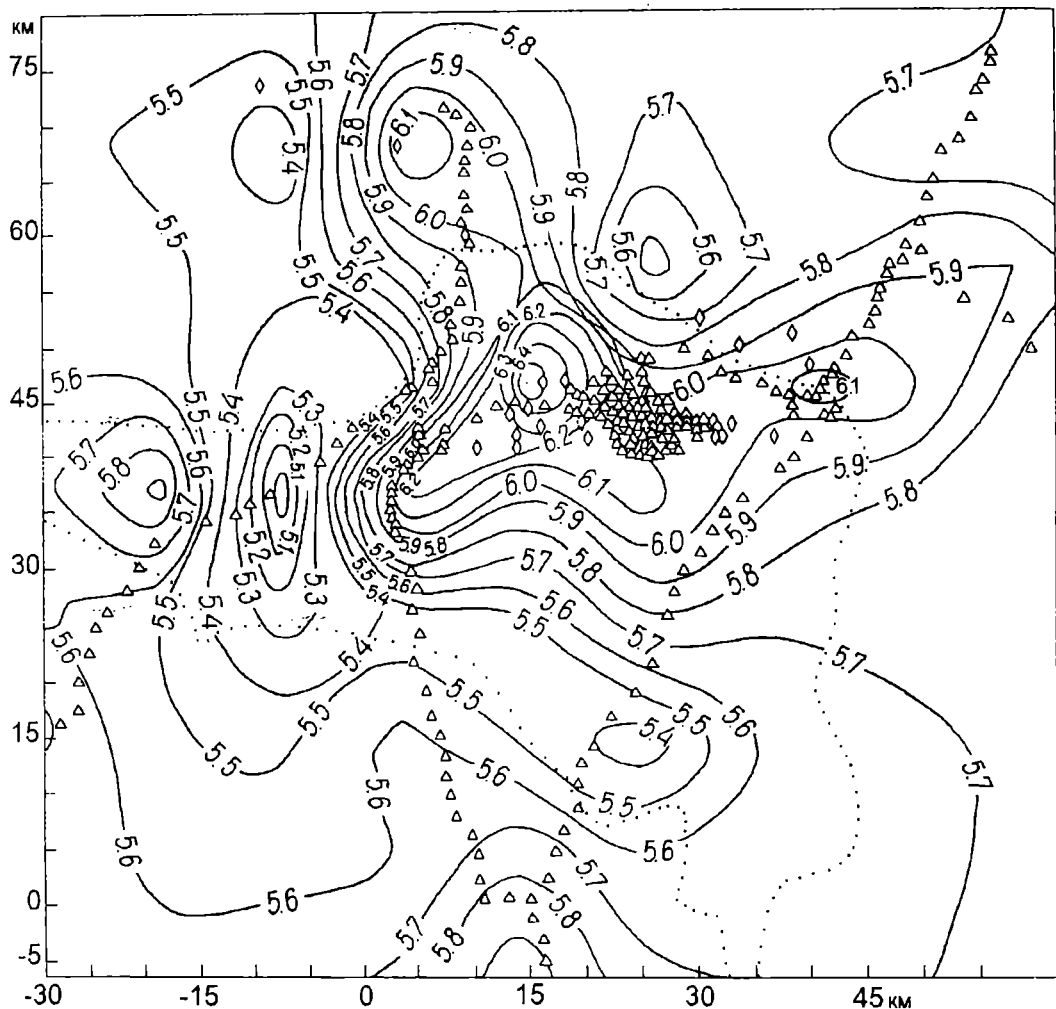


Рис. 5.2. Горизонтальный скоростной срез  $H = 0$  км.

Приведены изолинии скорости Р-волн, км/с. Треугольниками обозначены регистрирующие сейсмостанции; точками - граница Печенгской структуры.

Названные виды исследований региональные и детальные реализованы непрерывно хронологически с однотипной аппаратурой и обработаны с помощью новых компьютерных технологий.

За период 1988-1993 гг. были зарегистрированы 480 землетрясений различных очаговых зон земного шара с эпицентрными расстояниями от  $\Delta = 7^\circ$  (Гренландское море) до  $146^\circ$  (район Антарктиды). Принято в обработку 227 землетрясений. Наряду с землетрясениями велась регистрация взрывов как из ближних карьеров и рудников так и из карьеров Северной Карелии, Финляндии, Норвегии. Всего зарегистрировано более 1000 взрывов, принято к обработке 507.

Для обработки данных МОВЗ в ГПП "Невскгеология" совместно НТЦМ "Геотехника" создан аппаратно-программный комплекс (АПК) на IBM PC, который располагает следующими процедурами:

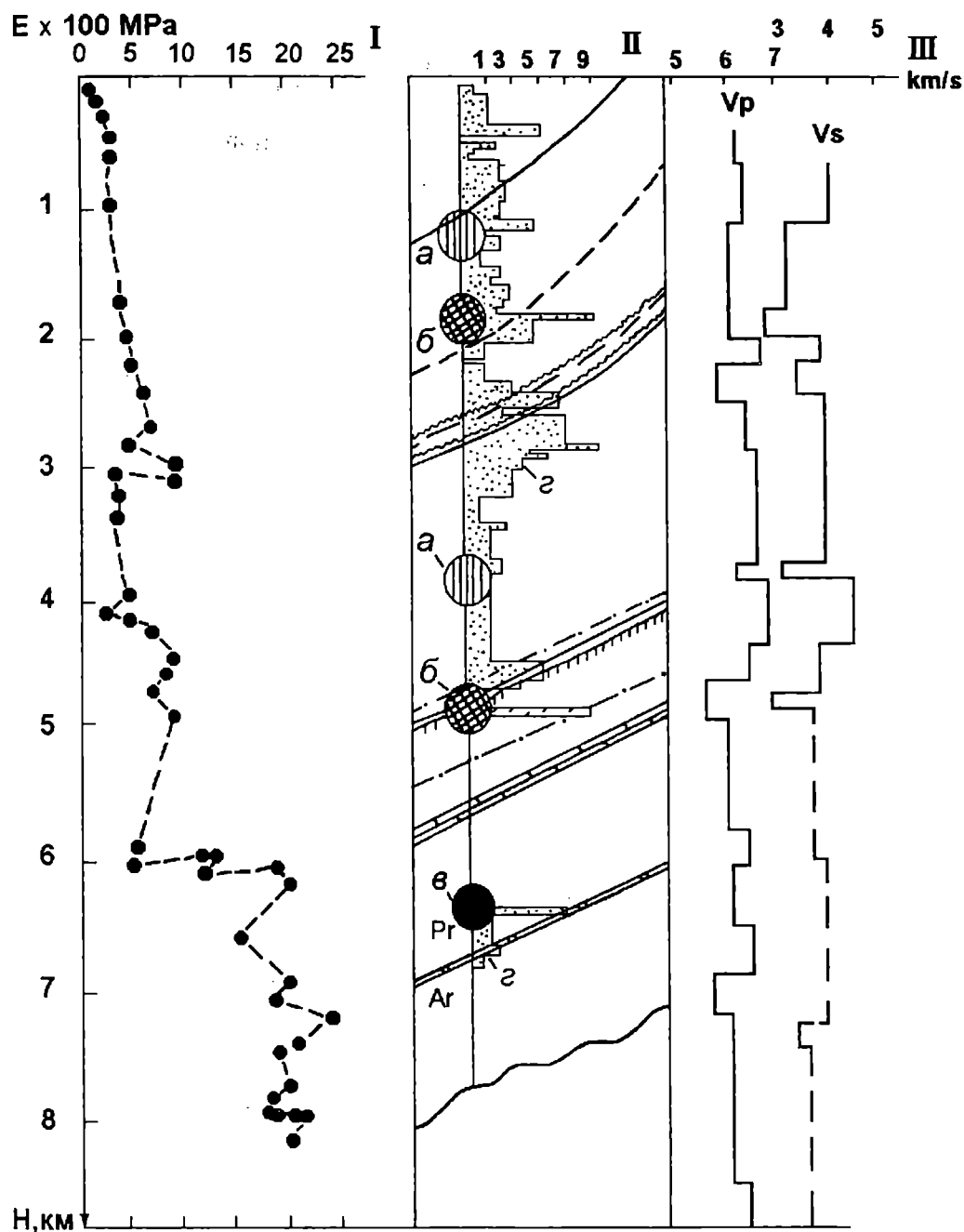


Рис. 5.3. Сопоставление геофизических полей, зарегистрированных в районе СГ-3.

*I* - вертикальная составляющая тензора напряжений (натурные измерения); *II* - обменоспособность, %: *a* - 0-20, *б* - 20-60, *в* - 60-100; *г* - количество трещин; *III* - скорость  $V_p$  и  $V_s$  - данные ВСП.

1. Оцифровка данных на магнитографе.
2. Предварительная обработка записей и составление базы данных.
3. Обработка и интерпретация базы данных: построение временных и глубинных разрезов.
4. Вывод полученных материалов на принтер.
5. Сохранение обработанной информации на магнитных носителях.

Значительная геолого-геофизическая изученность района Кольской СТ-3 позволила принять прогнозную скоростную модель глубинного строения (табл.5.1), довольно устойчивую к критике модель с зоной волновода, убедительно показанной на материалах ВСП [Проблемы комплексной..., 1991].

Таблица 5.1

Принятая для расчетов прогнозная скоростная модель района

№ пп	Глубина границы, км	Скорость продольных волн, $V_p$ , км/с	Скорость поперечных волн, $V_s$ , км/с	Коэффициент $K = V_p/V_s$
1	0	5.8	3.26	1.78
2	1.25	6.35	3.59	1.77
3	5.00	6.10	3.47	1.76
4	12.5	6.45	3.78	1.71
5	15.0	6.85	3.98	1.72
6	25.0	7.35	4.30	1.71
7	40.0	8.20	4.82	1.70

## 5.2. Результаты региональных исследований

В отличие от общепринятых кинематическо-статических разрезов при работах ГПП "Невскгеология" строятся динамические разрезы в параметрах обменоспособности среды [Булин, Исанина, Литвиненко, 1992; Строение литосферы..., 1993]. Примеры таких разрезов иллюстрируют сложно-дислоцированную, слоисто-блоковую структуру земной коры района исследований (рис.5.4-5.6).

Профиль I (рис.5.4а,б) Никель-Рыбачий (120 км). Западная часть профиля начинается в северо-западном борту Печенгской структуры, а заканчивается профиль на полуострове Рыбачий. В разрезе выделяется семь блоков. Из них два: на 47-67 км (СТ 7-259) и на 84-117 км (СТ 254-245) - блоки с повышенными интенсивностями обменных волн в верхней части разреза (до 18-20 км).

От западного борта к центральной сводовой части Печенгской структуры вдоль профиля на восток поверхность Мохоровичича ( $M_1$ ) постепенно воздымается от 39 км до 37 км, сильно деформируется и опускается до 39-40 км за Кариеджипорским разломом (СТ 16). До зоны Карпинского на 117-120 км (СТ 245-244) мощность коры остается постоянной ( $\approx 40$  км) и затем на северо-востоке профиля поднимается до 38 км. Самый расслоенный блок земной коры на этом профиле - 17-31 км (СТ 25-15). Здесь в коре выделяются 8 основных и 2 промежуточные границы. Зоны, ограничивающие этот блок, представляют собой довольно жесткую слабонапряженную систему, так как вдоль нее не зарегистрированы волны PS повышенной интенсивности. Самый гомогенный клиновидный блок - на 69-78 км (СТ 259-256), в котором до глубин 10-12 км не обнаружено обменоспособных границ, а блок на 69-85 км (СТ 259-254) представляет собою участок земной коры, в котором все обменные волны слабые. За зоной Карпинского на северо-восток от 120 км в блоке СТ 244-241

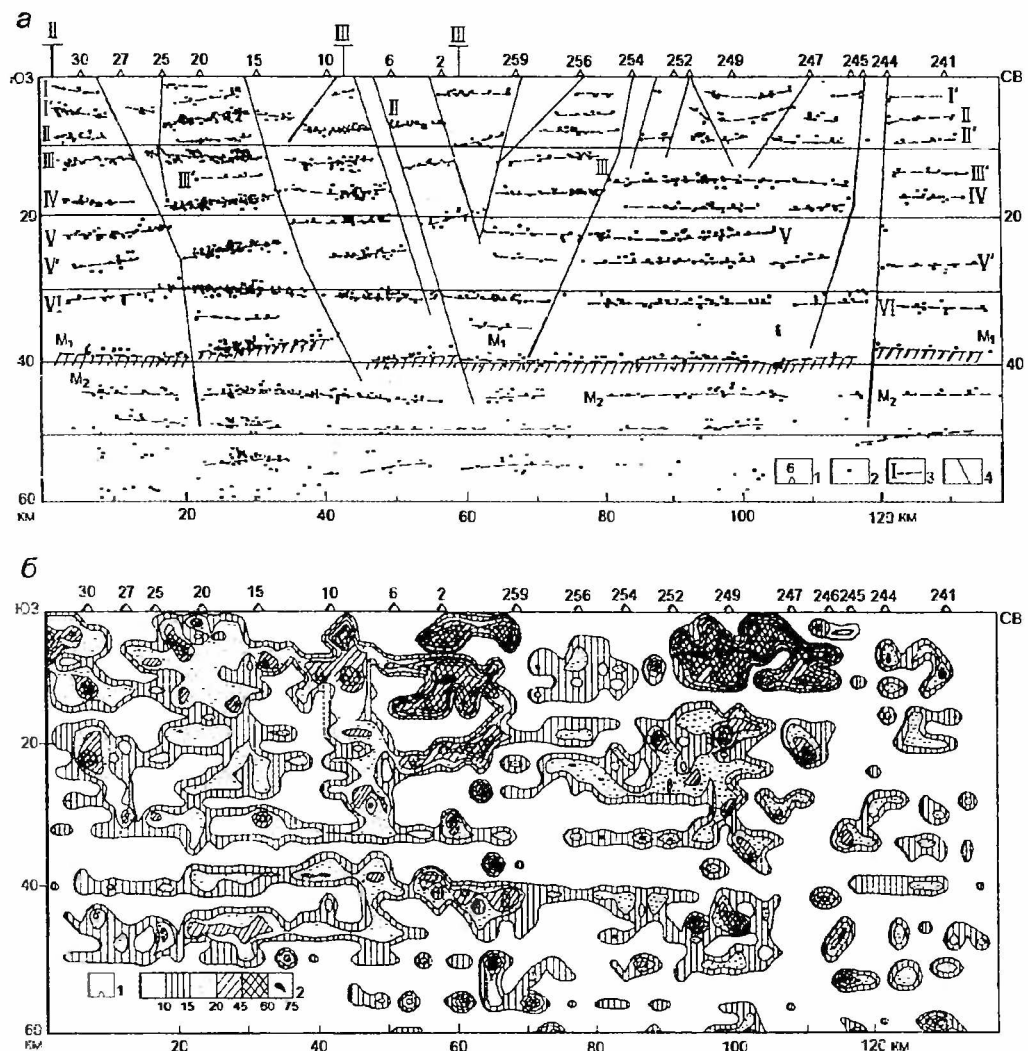


Рис. 5.4. Глубинный сейсмологический разрез (а) и разрез в параметрах обменоспособности среды (б) по профилю I (Никель-Печенга-Титовка-Рыбачий).

(а): 1 - станции наблюдений и их номера; 2 - точки обмена; 3 - сейсмологические границы обменов и их номера; 4 - зоны тектонических нарушений;  
(б): 1 - станции наблюдений и их номера; 2 - относительная интенсивность обменных волн (обменоспособность), %.

также обнаруживается падение интенсивностей обменных волн на границах, и границы становятся статистически менее выразительными. Разлом Карпинского на 117-120 км (СТ 245-244) выделяется значительным понижением интенсивности продольных волн и отсутствием обменных волн до глубин порядка 25 км. Зона имеет близвертикальное падение под континент.

Значительное количество точек обмен на всех границах в блоке между 17-31 км (СТ 25-15) объясняется многолетними наблюдениями МРС в районе СГ-3, так как глубинный разрез - это статистический разрез. А вот динамический разрез, который представляет собой разрез обменоспособности среды [Булин, Исанина, Литвиненко, 1992; Строение литосферы..., 1993] не

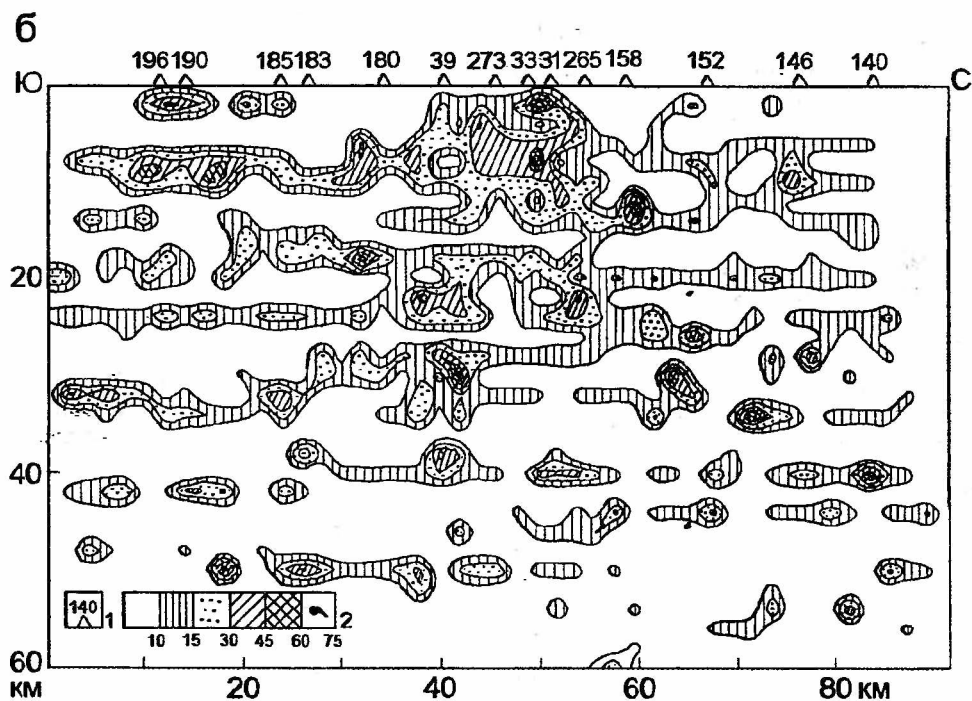
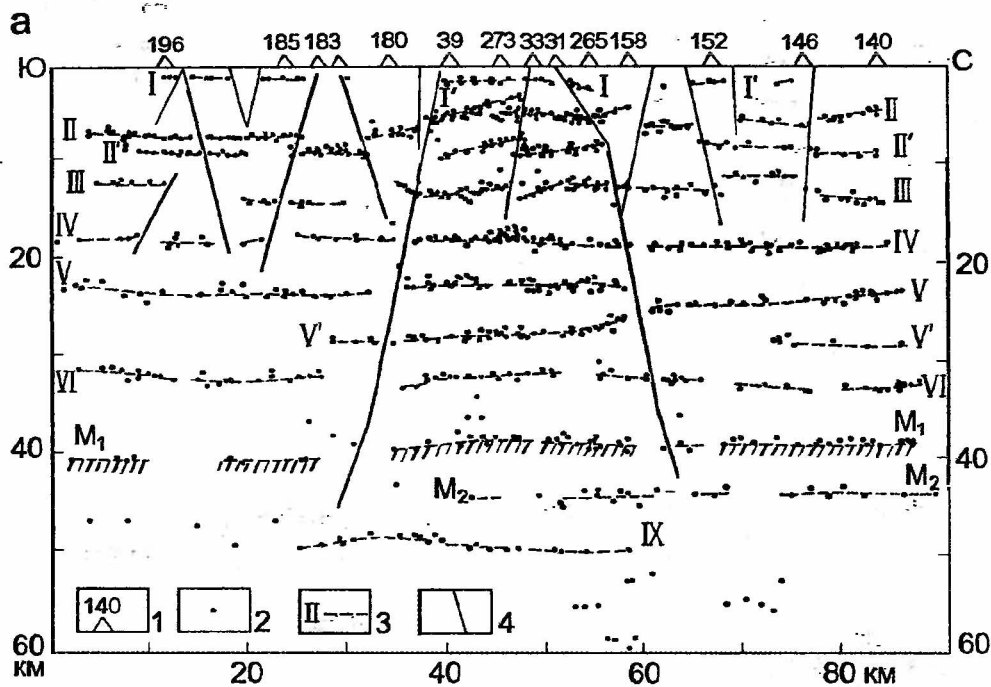


Рис. 5.5. Глубинный сейсмологический разрез (а) и разрез в параметрах обменоспособности среды (б) по профилю II (Приречный-Борисоглебск).  
Условные обозначения см. на рис. 5.4.



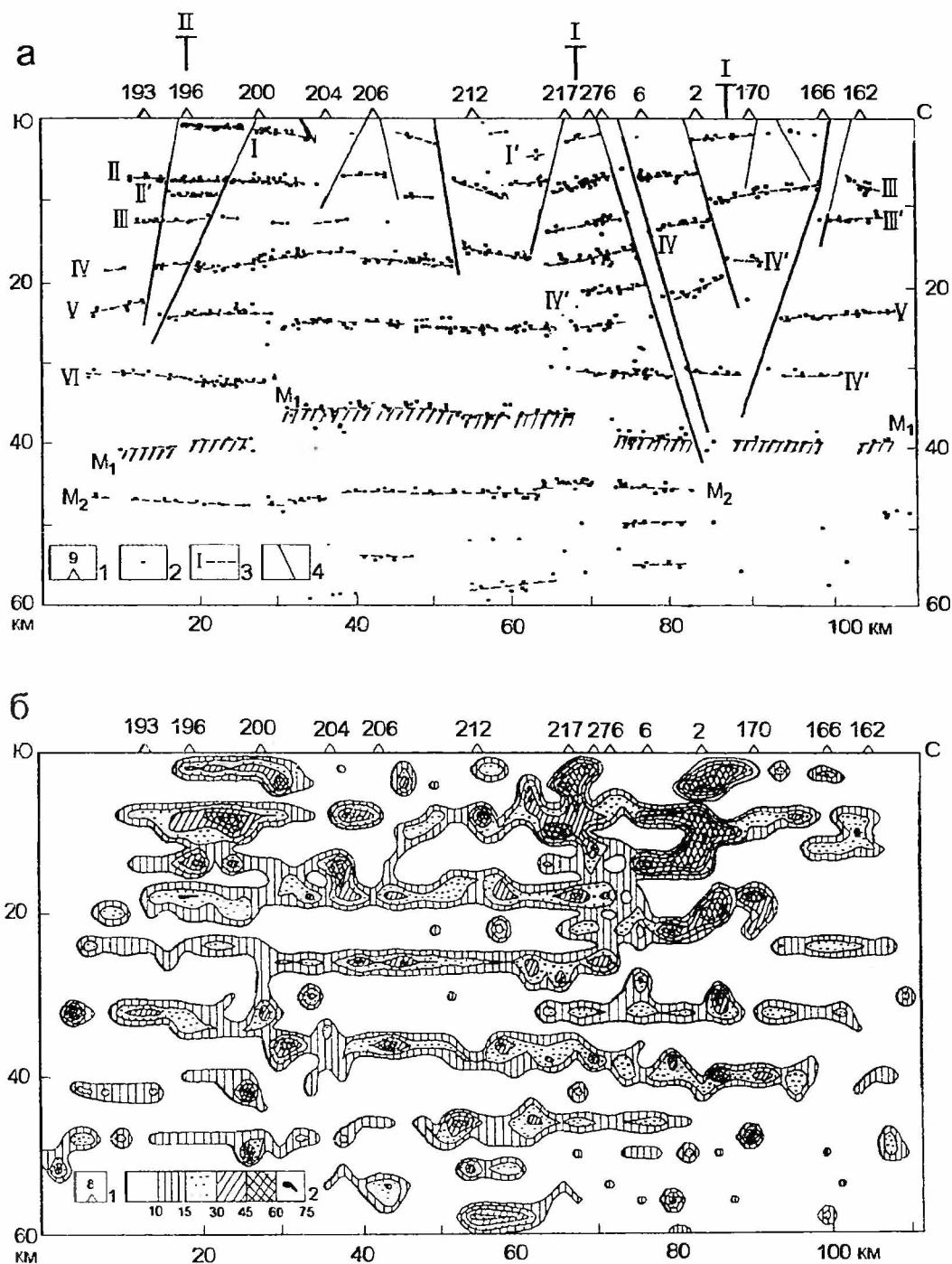


Рис. 5.6. Глубинный сейсмологический разрез (а) и разрез в параметрах обменоспособности среды (б) по профилю III (Приречный-Печенга-Лиинахамари).  
Условные обозначения см. на рис. 5.4.

зависит от статистического набора информации, указывает на этот блок как на сформированную, "жесткую" систему с жесткими контактами разграничителей блока и жесткими границами разделов внутри коры.

Профиль II (рис.5.5а,б) Приречный-Борисоглебск (78 км) расположен субмеридионально. Мозаично-блоковая грабен-горстовая структура верхней части разреза (2-19 км) совершенно не согласуется с относительно спокойной нижней. В центре профиля наблюдается сильно расслоенный и значительно деформированный в верхней части разреза блок между 40-52 км (СТ 39-31). В центре блока выделяется глубинная (до 20 км) надвиговая структура, которая относится к зоне сближенных Порьиташского, Пороярвинского и Луоттнинского разломов. Здесь все границы, кроме самой верхней (1.5-2.0 км), до глубин 23 км надвинуты с юга на север с амплитудами смещений до 1.5 км.

Мощность земной коры по разрезу изменяется от 41 км на юге и до 39 км - на севере. Относительно структуры южного фланга профиля необходимо указать следующее: в блоке между 12-40 км (СТ 196-39) периодически прослеживается граница на глубинах 1.3-2.0 км, однако, она перестает прослеживаться на север за 28 км (СТ 183), т.е. за зоной Западно-Хихнаярвинского разлома, а первой в разрезе появляется поверхность на глубинах 8.0-9.5 км. Возможно, это граница подошвы гранитоидных массивов. Тектонический рисунок зон-разграничителей блоков очень сложен. В разрезе видны зоны различных азимута и простирания как внутрикоровых так и выходящих к поверхности. Самые интенсивные обменные волны наблюдались в блоке между 40-55 км (СТ 39-265) по всем границам раздела, а на участке между 12-40 км (СТ 196-39) выделяется значительной интенсивностью PS-волн граница с  $H = 8-9.5$  км, являющаяся кровлей слоя мощностью 1.5-2 км.

С юга от СТ 193 на 98 километров к северо-востоку расположен профиль III (рис. 5.6). Пересекая всю Печенгскую структуру, он заканчивается у берега Баренцева моря.

Особое место в формировании структуры земной коры вдоль этого профиля занимают транскоровые зоны на 37 км (СТ 204) и 56 км (СТ 212), ограничивающие, соответственно, южный и северный борта Печенгской структуры. Следует отметить падение южной зоны на юг, а северной - на север. Внутри блока на 35-55 км (СТ 204-212) земная кора "вздута" и имеет самую небольшую мощность на всей площади работ: 36-37 км. Южный блок на 10-35 км (СТ 193-204) имеет внутреннюю структуру с блоком интенсивных обменных волн (СТ 196-200) на границах от 1.5 до 15 км. Вся сложная сеть тектонических нарушений создает в отдельных блоках структуру "битого блюда". Севернее СТ 212 - блок, заключенный между параллельными глубинными зонами (СТ 212, СТ 276), - высокой степени расслоенности с повышенными значениями обменоспособности земной коры до глубин 20 км. Однако напряженный сдерживающий надвиг с юга и подвиг с севера - это блок на 70-82 км (СТ 276-2). На юге блок ограничен зоной "молчания" (СТ 276-1) - отсутствием обменных волн во всем столбе земной коры от поверхности до 38 км; сам блок расслоен слабо, и все границы в нем создают интенсивные обменные волны. На севере от 82 км (СТ 2) до 104 км (СТ 162) разрез переходит в слабо расслоенный, сильно дислоцированный на всех глубинных уровнях и имеющий признаки жестких, динамически слабо выраженных границ. Таким образом, можно предположить об отсутствии значительных напряжений в земной коре за пределами зоны от 90 км (СТ 170) к северу.

В динамике земной коры хорошо выделяются блоки пониженных значений обменоспособности, блоки средних значений и блоки с высокими значениями обменоспособности границ. Скорее всего, в блоках и зонах

повышенной обменоспособности проходили этапы смены напряжений, растрескивания и образования структурных “нежестких” контактов. В последующей истории развития эти контакты могли быть проводниками флюидов и магматического вещества.

Впервые по данным сейсмологии определены северный и южный борта Печенгской структуры, выделены зоны глубинных тектонических нарушений надвигового характера вплоть до зоны СТ 7-8 (Порыташский разлом), имеющие близвертикальное падение. По положению границ от 1.2 до 14 км можно с уверенностью сказать, что Печенгская структура представляет собой моноклинал, подошва которой на глубине 11-12 км упирается в зону глубинного нарушения, выходящую на поверхность вблизи СТ 16.

### 5.3. Результаты детальных исследований

Детальные площадные исследования МРС в районе Кольской СГ-3 начаты ГПП “Невскеология” в 1988 году. В связи с необходимостью увязки данных многоволновых сейсмологических исследований с результатами проходки сверхглубокой скважины выполнены наблюдения волновых полей от взрывов и землетрясений различных эпицентральных расстояний и азимутов подходов по системе радиально-кольцевых профилей. Площадь работ  $\approx 20 \text{ км}^2$  равномерно покрыта пунктами наблюдений через 0.5 км (рис.5.7). Таким образом, получен банк данных в цилиндре объемом около  $1000 \text{ м}^3$  с расположением в его центре скважины СГ-3. Земная кора изучена до глубины 45-50 км, т.е. до подошвы зоны перехода кора-мантия.

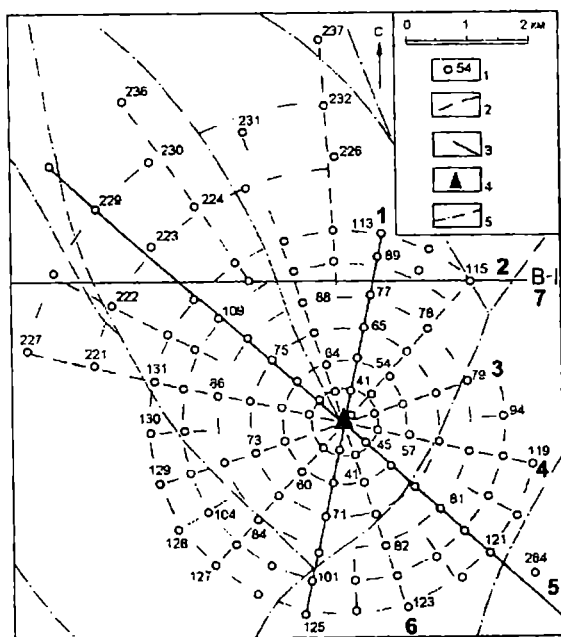


Рис. 5.7. Схема наблюдений на участке детальных площадных работ МОВЗ по радиально-кольцевым профилям в районе Кольской сверхглубокой скважины СГ-3.

1 - пункты наблюдений и их номера; 2 - радиально-кольцевые профили; 3 - номера профилей; 4 - Кольская сверхглубокая скважина; 5 - разрывные нарушения разных рангов.

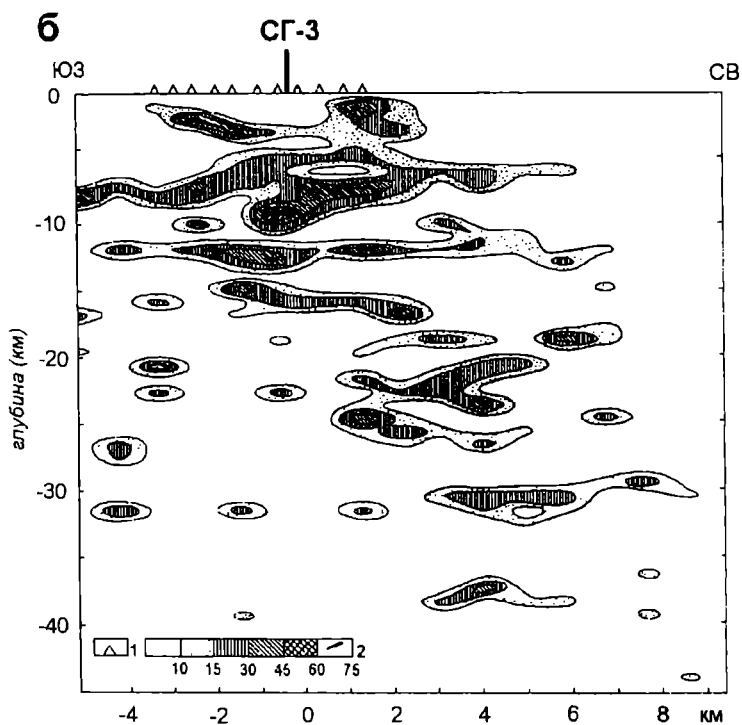
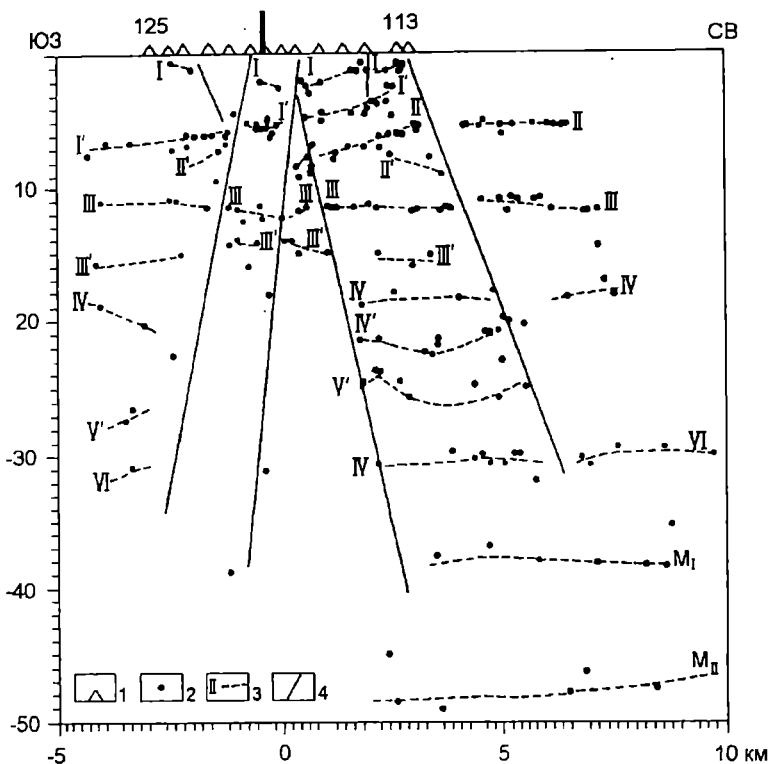


Рис. 5.8. Глубинный сейсмологический разрез (а) и разрез в параметрах обменоспособности среды (б) по профилю 1 в районе Кольской сверхглубокой скважины СГ-3.

Условные обозначения см. на рис. 5.4.

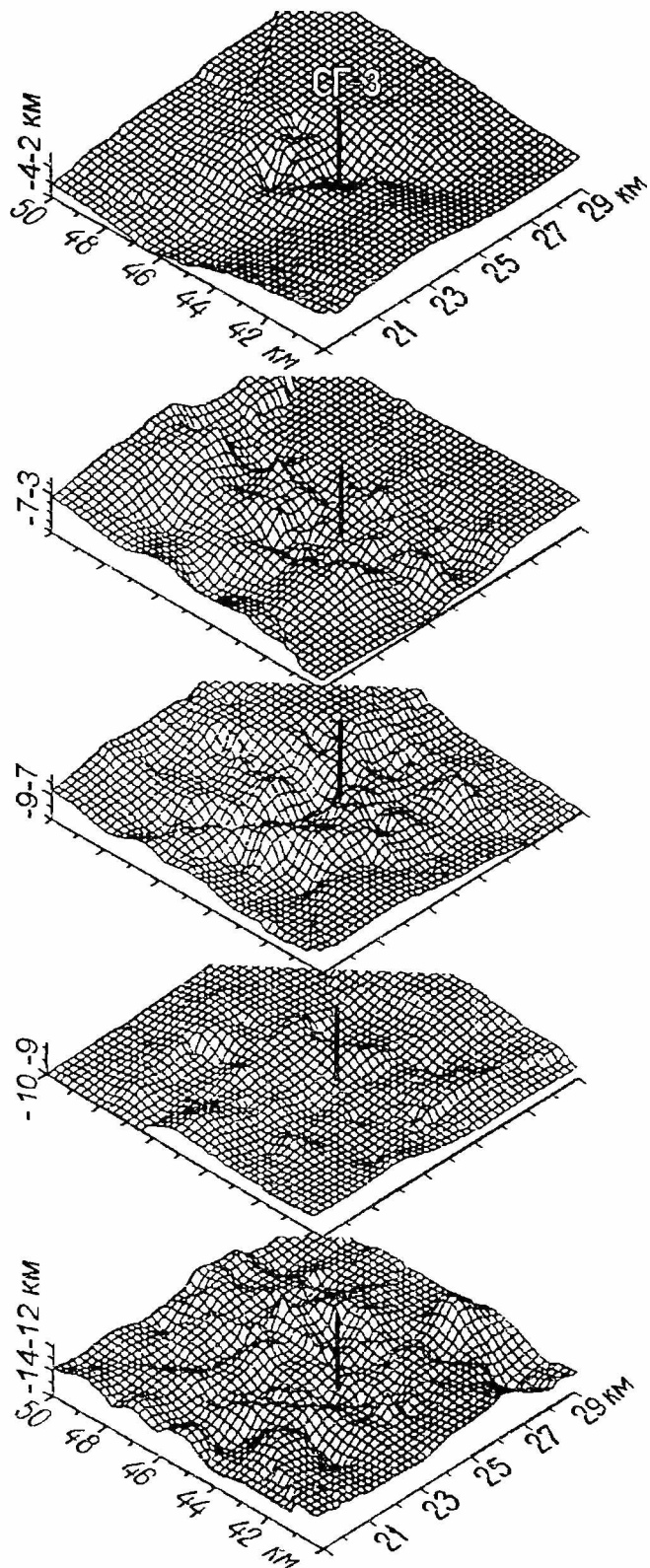


Рис. 5.9. Объемная модель глубинного стросения земной коры в районе Кольской СГ-3.

На рисунке приведены только границы, отражающие структуру земной коры до глубин, близких к забою СГ-3.

Обработка материалов выполнялась как на аппаратно-программном комплексе ГГП "Невскгеология" так и в НПО "Нефтегеофизика" по методике, предложенной Померанцевой И.В. и ее коллегами. Результаты, представленные в монографии, получены в ГГП "Невскгеология" по собственным оригинальным программам.

По шести радиальным профилям, проходящим через Кольскую СГ-3, построены глубинные сейсмологические разрезы и разрезы в параметре обменоспособности среды. Они свидетельствуют о наличии вблизи скважины серии разломов как больших глубин заложения (до  $M_1-M_2$ ), так и секущих лишь верхнюю часть коры (рис.5.8а,б). Первая граница выделяется на глубинах 1.2-2.0 км в основном при снятии составляющих Р-волн. Ниже по разрезам выделены от 4 до 7 границ внутри земной коры. Самыми динамически выраженными границами являются поверхность II "клавишной" структуры с глубинами 5.5-8.0 км (рис.5.8), приуроченная к переходной зоне архея и протерозоя, и волнистая поверхность в диапазоне глубин 10.8-12.0 км. Граница  $M_1$  отмечена на глубине 38-39 км. По всей площади работ построены карты изоглубин от 1 до 8 поверхностей и объемные модели этих поверхностей (рис.5.9). Отмечен более простой рельеф границы I матер-ждановской свиты по сравнению со сложным рельефом поверхности I (предположительно никельско-луостарнинской серии). Видна явная тенденция к северо-западному простиранию изолиний поверхности II, разграничивающей печенгский комплекс протерозоя и кольскую серию архея. Однако также хорошо прослеживается линия северо-восточных направлений зон нарушений, которые на описываемом участке менее протяженны. Особо сильно дислоцирована среда на 2 уровнях около 9.5 км и 11-12 км, где выделены два уровня интенсивных обменных волн (рис.5.8).

Анализ тектонических особенностей глубинного строения позволил сделать вывод об относительно высокой степени деформированности земной коры на всех горизонтах в районе СГ-3.

На основании выполненных сейсмологических исследований МРС можно сделать следующие выводы.

1. На разрезах МОВЗ хорошо выделяются вертикальные блоки пониженных и повышенных интенсивностей обменных волн и слои с переменными значениями обменоспособности. Указанные обстоятельства позволяют сделать вывод о большей стабильности земной коры по вертикали и значительной изменчивости физических свойств по латерали. Анизотропия почти всех физических параметров, характеризующих земную кору, не вызывает, при первом взгляде, сомнений на волновые поля от землетрясений и взрывов. На разрезах можно выделить общие свойства земной коры исследуемой площади и на их фоне определить частные особенности строения различных блоков. Общим для всех профилей являются: свойство прерывистой расслоенности земной коры и проявление общей блоковой тектоники. Зоны разломов, разграничивающие блоки, имеют различные глубины заложения, направления в пространстве и углы падения. Число прослеженных границ в земной коре изменяется от трех до восьми.

2. На всех разрезах зона перехода кора-мантия  $M_1-M_2$  (VII-VIII границы) выделяется фрагментарно, за исключением центральной части профиля III. Мощность переходного слоя кора-мантия составляет 6-12 км. Граница  $M_1$ , отождествляемая с поверхностью Мохоровичича в работах ГСЗ, залегает на глубинах 36-43 км. Можно выделить блок приподнятой (самой высокой на всей территории исследований) поверхности  $M_1$  с  $H = 36$  км, расположенной между Кассейокским и восточной областью Луоттнинского разломов, находящийся в центре Печенгской структуры. Участки отсутствия прослеживаемости поверхности  $M_1$ , фиксируемые в волновых полях, прямо связаны с глубинными разломами и узлами их сопряжения.

3. Получены уникальные результаты по регистрации продольных, поперечных и обменных волн от землетрясений и взрывов на площади вокруг СГ-3 по равномерной сети с шагом 0.5 км, что позволило построить объемную модель земной коры участка сверхглубокого бурения и увязать особенности волновых полей с особенностями геолого-геофизических параметров среды. Показано, что Кольская сверхглубокая скважина находится в узле сочленения зон разломов северо-западного и северо-восточного простираия. Также определены два уровня так называемых "нежестких" контактных поверхностей на глубине 9.5 и 11.5-12.5 км, что может служить причиной особо сложных условий при проходке этих уровней сверхглубокой скважиной. Остается сожалеть, что скважина не была пройдена до глубин свыше 12.5 км, так как прогноз глубокого бурения от глубин 12.5 до 14 км - более спокойное положение границ, и зоны разломов "уходят" от устья скважины.

4. При проведении работ МРС построены карты скоростных срезов, дающие представление о наличии в Печенгской структуре протяженных зон градиентов скорости и подтверждающие значительную скоростную дифференциацию по площади.

### Литература

Булин Н.К., Исанина Э.В., Литвиненко В.И. Сейсмологические исследования МОВЗ на Балтийском щите и его южных склонах // Записки Лeningr. горн. ин-та. 1992. Т.135. С.53-64.

Волхонин В.С., Линькова Т.М., Качалова Л.И., Казаченко Е.Д. Исследование геологической структуры методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в восточной части Балтийского щита // Геодинамические исследования. М.: Наука, 1988, N 12. С.87-96.

Галдин Н.Е., Егоркин А.В., Коновалов В.Е., Эренбург М.С. Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской скважины СГ-3 по данным детальным работ МОВЗ-ГСЗ и материалам бурения / Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Отв. ред. В.А.Глебовицкий, Н.В.Шаров. Л.: Наука, 1991. С.159-168.

Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / Отв.ред. В.А.Глебовицкий, Н.В.Шаров. Л.: Наука. 1991. 224 с.

Строение литосферы Балтийского щита / Отв.ред. Н.В.Шаров. М.: ВИНТИ, 1993. 165 с.

При детальном изучении строения земной коры к приоритетным направлениям отнесены сейсмические методы исследования, основанные на регистрации “близвертикальных” отражений, формируемых на границах коры и верхней мантии. В этой связи в технологию региональной сейсмоки были внесены существенные коррективы: наряду с традиционными методами ГСЗ стали применяться методы многократных перекрытий ОГТ, выполнение которых начато в рамках известных международных проектов Сосопр, Десопр. С постановкой широкомасштабных исследований земной коры методом ОГТ возник ряд дискуссионных вопросов, связанных с достоверностью сейсмических построений и природой границ, выделяемых в “ближней” и “дальней” зонах ГСЗ. К наиболее благоприятным полигонам в решении проблем глубинной геологии, а также методологии региональной сейсмоки можно отнести район Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. В этом районе по данным ГСЗ на глубине 7-8 км была установлена высокоскоростная преломляющая граница, отождествленная с поверхностью “базальтового” слоя, что в дальнейшем не подтвердилось результатами бурения СГ-3.

Для решения проблемы достоверности сейсмических построений и природы глубинных сейсмических границ были привлечены наблюдения близвертикальных отраженных волн. Знаменательным является то, что район Кольской СГ-3 относится к одному из трех регионов, где впервые были зарегистрированы четкие отраженные волны, связанные с границами консолидированной коры. В результате широкомасштабных работ МОВ получены результаты, связанные с освещением толщи пород протерозоя до глубины 6.5 км [Литвиненко, 1968].

В последующем в различных публикациях на сейсмических разрезах появились изображения субгоризонтальных отражающих площадок на глубинах до 9 км, которые были отождествлены с неоднородностями, обусловленными напряженным состоянием вещества в толще земной коры [Карус и др. 1982; Павленкова, 1991]. Несмотря на серьезность сделанных заключений, ни в одной из публикаций не приведены сейсмические записи, по которым можно было бы оценить степень надежности выделения и построения этих площадок на разрезе. Противоречивость суждений о природе сейсмических построений в районе СГ-3 увеличила остроту проблемы. Однако, в целом, ранее полученные результаты, связанные с регистрацией близвертикальных отражений коснулись лишь самой верхней части земной коры, при этом проблема регистрации глубинных “близвертикальных” отражений оставалась нерешенной.

Для внесения некоторой ясности в обсуждаемую проблему о природе границ и получения дополнительной информации о глубинном строении земной коры в районе СГ-3 в 1992 г. был реализован международный проект (рис.6.1) в составе России, США, Англии и Норвегии. Ожидалось, что по отношению к ранее проведенным работам использование современных сейсмических технологий ОГТ и многокомпонентных наблюдений ПМ ВСП в СГ-3 будет увеличена глубинность и информативность “близвертикальных” отраженных волн при изучении земной коры. Не меньший интерес был связан с исследованием особенности формирования и распространения волнового поля в кристаллической коре по непосредственным его наблюдениям во внутренних точках среды. Одновременно с этим необходимо было решить методическую задачу, связанную с оценкой информативности и разрешающей способности каждого из сейсмических методов, применяемых в районе исследования.



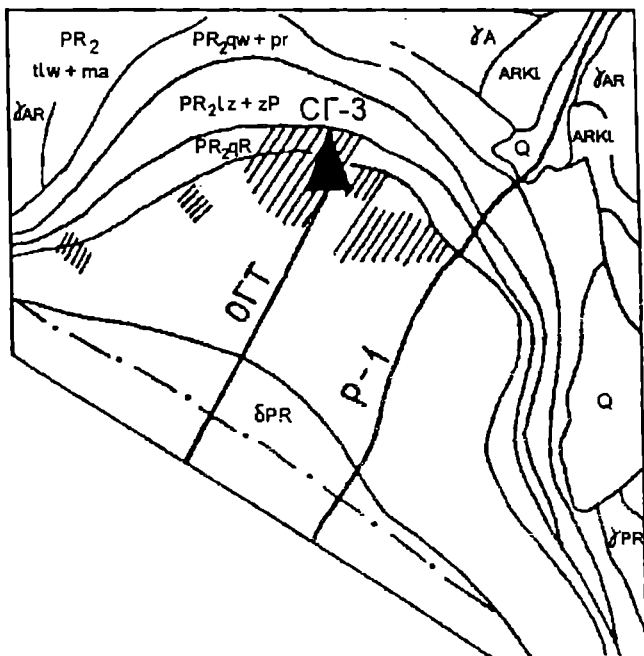


Рис. 6.1. Схема расположения профиля ОГТ, выполненного по международной программе через Печенгскую грабенсинклиналь и зону Порьиташских разломов.

Наблюдения проведены при шаге между СП-25 м, длине годографа 4.5 км, выносе до 1 км. Кратность наблюдений 7-24. Использовалась группа из 3-4 вибраторов "Falling".

В представленной работе обсуждаются результаты сейсмических исследований последних лет (1992 и 1995 гг.). К рассмотрению также были привлечены данные МОВ прошлых лет, полученные в период начала использования "близвертикальных" отражений при решении рудопоисковых задач.

### 6.1. Скоростная характеристика разреза

Сведения о скорости распространения продольных волн вдоль ствола скважины до глубины 11.5 км, полученные ранее по данным АК и ВСП, опубликованы в работах [Литвиненко, 1975; Лизинский, Ланев, 1991]. Эти сведения на интервале 2.1-6.0 км были дополнены данными скорости распространения поперечных волн по наблюдениям ПМ ВСП. Получена удовлетворительная коррелируемость графиков  $V_p(H)$  и  $V_s(H)$ , при этом отношение скорости  $V_s/V_p \approx 0.6$  практически сохраняется с глубиной, при отклонениях от среднего значения не более, чем на 5%. (рис.6.2). Протерозойские вулканогенно-осадочные образования характеризуются высокими значениями скорости упругих колебаний, достигающими  $V_p = 7.0$  км/с и  $V_s = 3.9$  км/с, при этом наблюдаемые значительные изменения скорости отражают переслаивание пластов и пачек вулканогенных и осадочных пород в разрезе. Верхняя часть разреза до глубины 2.8 км (свита матерт) характеризуется наибольшей мощностью в ядерной части грабенсинклинали, представленная диабазами, диабазовыми порфиритами и туфами основного состава, характеризуется высокими средними значениями скоростей ( $V_p = 6.4$  км/с,  $V_s = 3.5$  км/с). Подстилающая ее продуктивная ждановская свита является наиболее дифференцированным по скорости

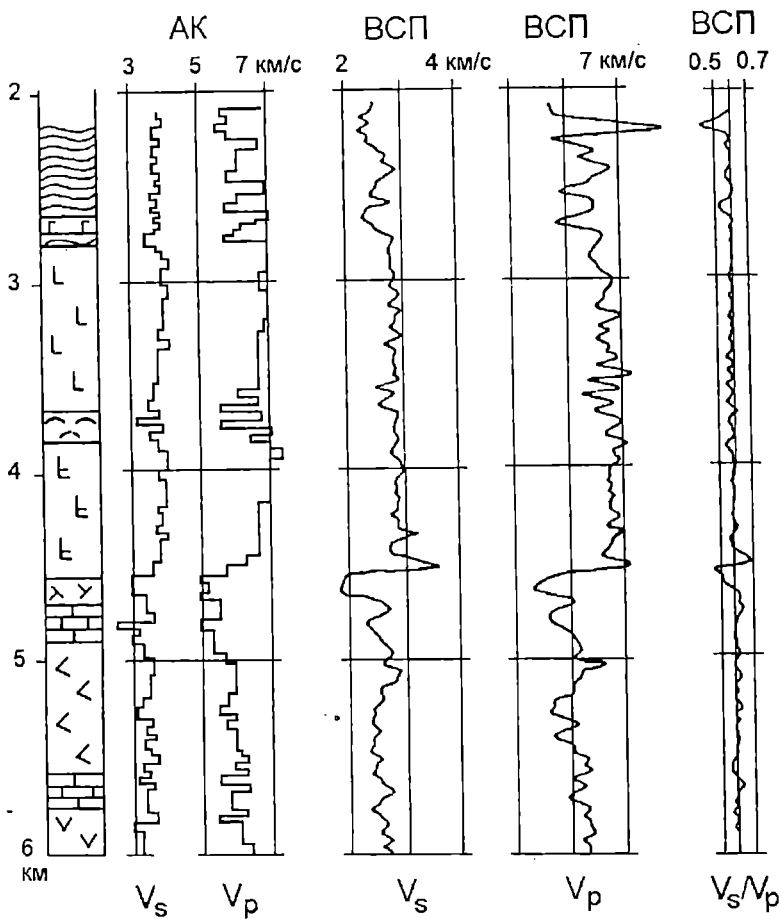


Рис. 6.2. Сопоставление кривых скорости  $V_p$  и  $V_s$  (Н), полученных по данным методов АК и ВСП.

упругих колебаний интервалом разреза, в котором пониженные значения скорости соответствуют осадочным породам, а высокие значения ( $V_p = 6.6$  км/с) - пластовым интрузиям габбро-диабазов. Ниже продуктивной толщи в разрезе СГ-3 (2805-4673 м) прослежена заполярнинская свита, представленная покровами диабазов мощностью до нескольких десятков метров, которая в целом имеет ритмичное строение и характеризуется высокими значениями скорости, достигающими  $V_p = 6.8$  км/с.

Важной особенностью скоростной характеристики пород печенгской серии является инверсия скорости, отмечаемая на глубине 4.7 км, в области перехода к лучломпольской свите, в породах которой скорости продольных волн понижаются до значений  $V_p = 5.6$  км/с. Столь низкие значения скорости обусловлены преобладанием в разрезе лучломпольской свиты осадочных пород и широким проявлением слоистости. Луостаринская осадочно-вулканогенная серия, подстилающая никельскую серию, четко расчленяется на осадочные и вулканогенные свиты и прослежена в интервале глубин от 4884 до 6823 м. В среднем значение скорости в породах этой серии по сравнению с никельской серией понижается на 0.5-0.7 км/с. В интервале глубин от 2.1 до 6.0 км наблюдается хорошая коррелируемость графиков  $V_p(H)$  и  $V_s(H)$ , при этом отношение скоростей  $V_s/V_p = 0.6$  и практически сохраняется с глубиной при отклонениях от среднего не более чем на 5% (рис.6.2).

Архейский гнейсовый комплекс на всем интервале разреза СГ-3 характеризуется относительно пониженными значениями скорости и меньшей скоростной дифференциацией ( $V_p=5.2-5.5$  км/с). Существенным при этом является отсутствие на графиках  $V_p(H)$  зоны с высокими значениями скорости, которая могла бы быть отождествлена с ранее построенной на разрезах ГСЗ глубинной преломляющей границей.

Таким образом, наложенная Печенгская муфта в целом представляет собой аномальный сильно дифференцированный косослоистый скоростной блок с крутыми углами падения пород контактов свит. Эта особенность скоростного блока позволяет рассматривать его в качестве сейсмического экрана, с которым могут быть связаны аномальные изменения условий прохождения волновых полей, соответствующих глубинным "подэкраным" границам [Епинатьева, 1989].

## 6.2. Особенности волнового поля

Прежде чем перейти к описанию волнового поля близвертикальных отражений, соответствующих широкому диапазону глубин земной коры, рассмотрим особенности поля прямой волны, с которым связано формирование всего волнового процесса поля "восходящих" волн по многокомпонентным наблюдениям в СГ-3.

### 6.2.1. Поле прямой волны

Наблюдения ПМ ВСП в СГ-3 выполнены в интервале глубины до 6.0 км с применением 4-компонентного скважинного прибора с симметричной системой регистрации. Прием сейсмических колебаний производился при использовании 4 пунктов возбуждения. Для ближних пунктов (0.18 и 1.9 км от скважины) шаг между точками приема составил 25 м, а при удалении пунктов возбуждения до 5.0 и 10.0 км от скважины наблюдения проводились при шаге 50 м (рис.6.3). В качестве источников возбуждения использовалась группа вибраторов при длительности СВИПА (15-90 Гц) 40с и восьми циклах накопления. Контрольные трехкомпонентные приборы располагались на глубине 0.5 км в скважине-спутнике.

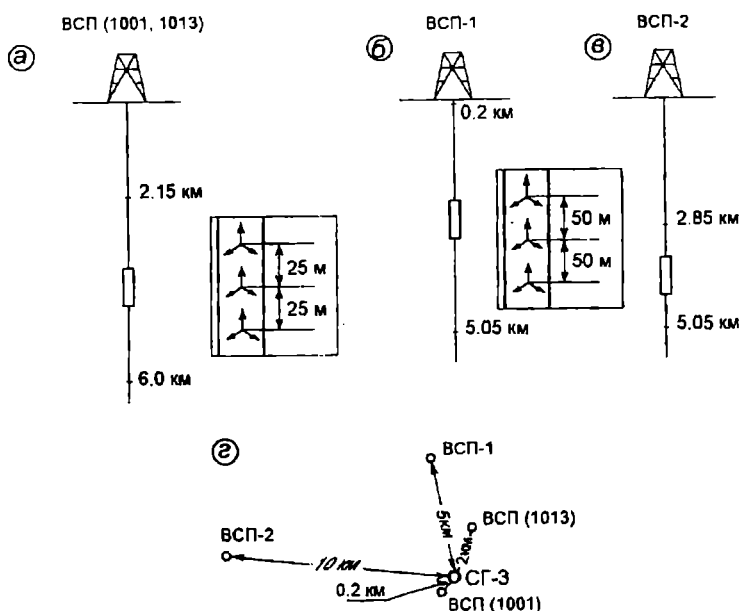


Рис. 6.3. Схема наблюдений ПМ ВСП в СГ-3 (работы 1992 и 1995 годов).

2.1

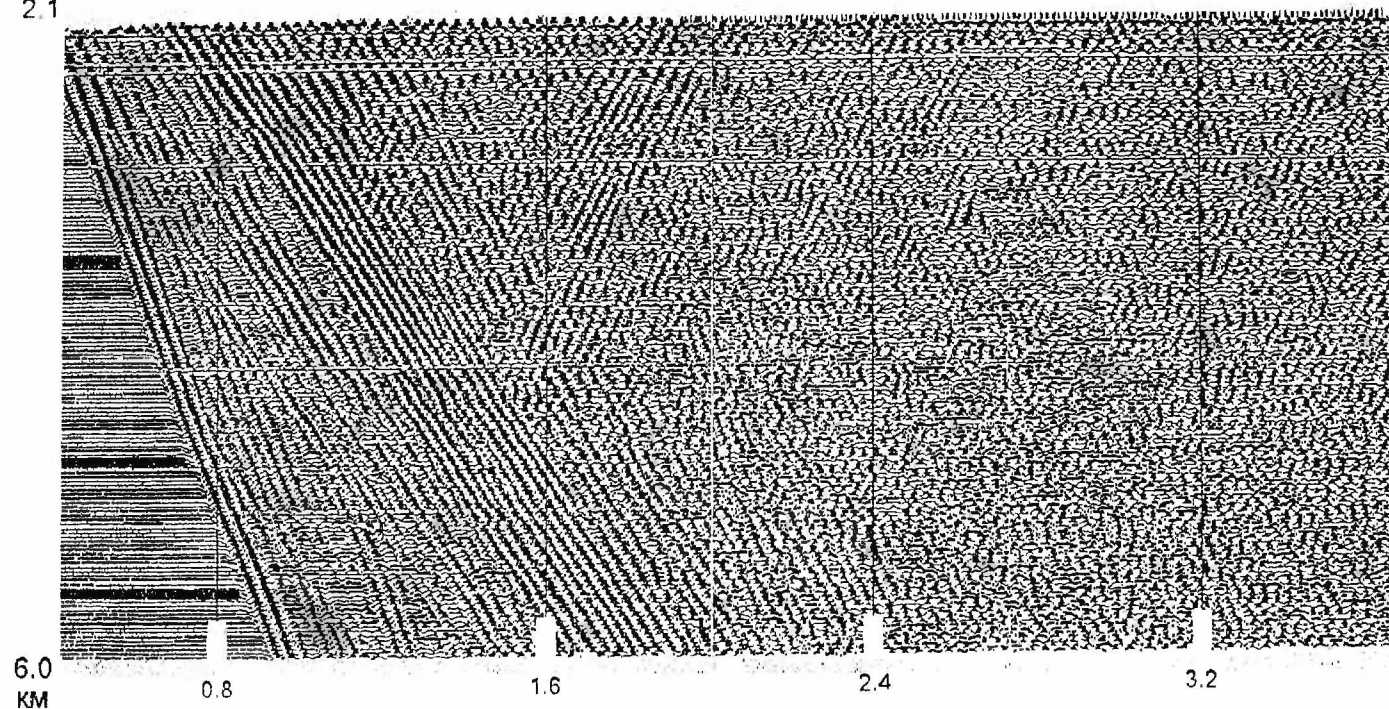


Рис. 6.4. Первичная запись (1-я компонента) волнового поля по наблюдениям ПМ ВСП в СГ-3 в диапазоне глубин 2.1-6.0 км.  
 Шаг наблюдения - 25 м. Пункт возбуждения (1001) удален от устья скважины на расстояние 185 м. Источник возбуждения - группа из трех вибраторов "Falling".

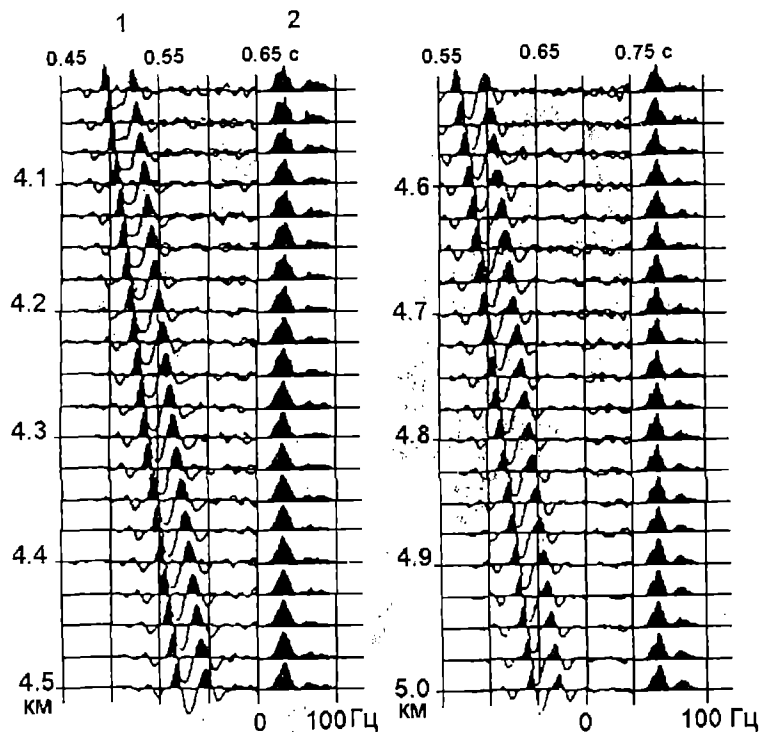


Рис. 6.5. Пример, иллюстрирующий устойчивость записи Р-волны на различных интервалах наблюдений в СГ-3 (ПВ-1001).

1 - запись Р-волны; 2 - частотный спектр.

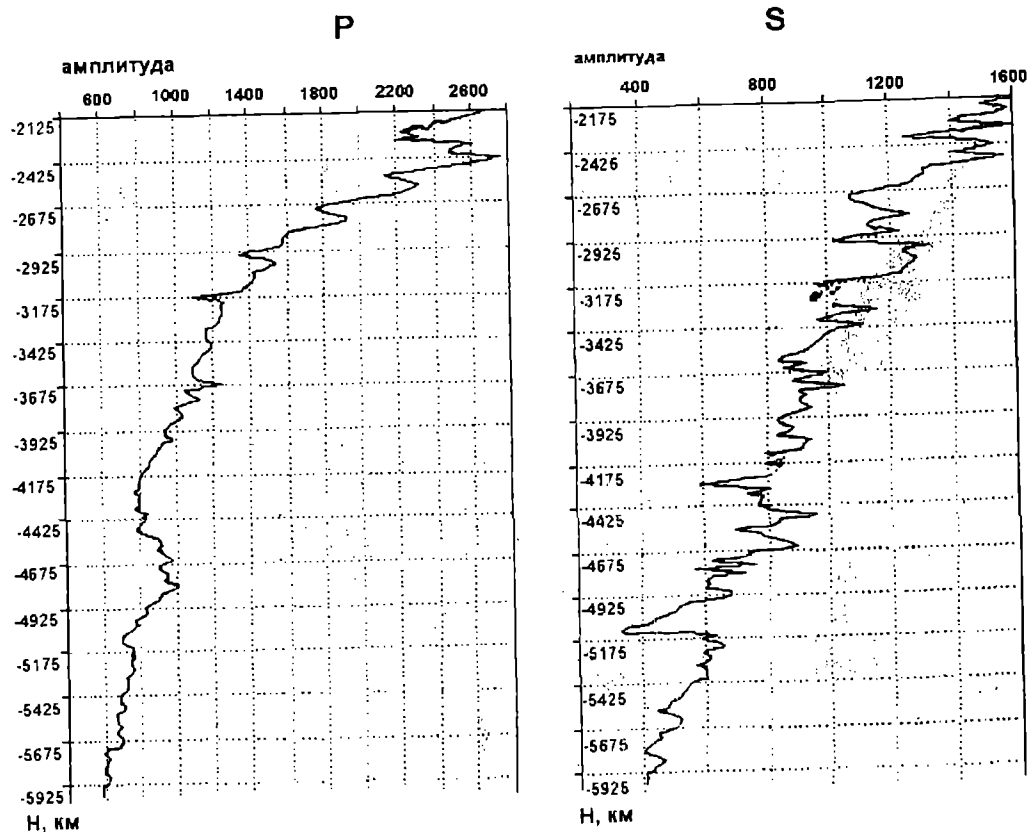


Рис. 6.6. Характер изменения амплитуды записи Р- и S-волн с глубиной  $A_{p,s}(H)$ .

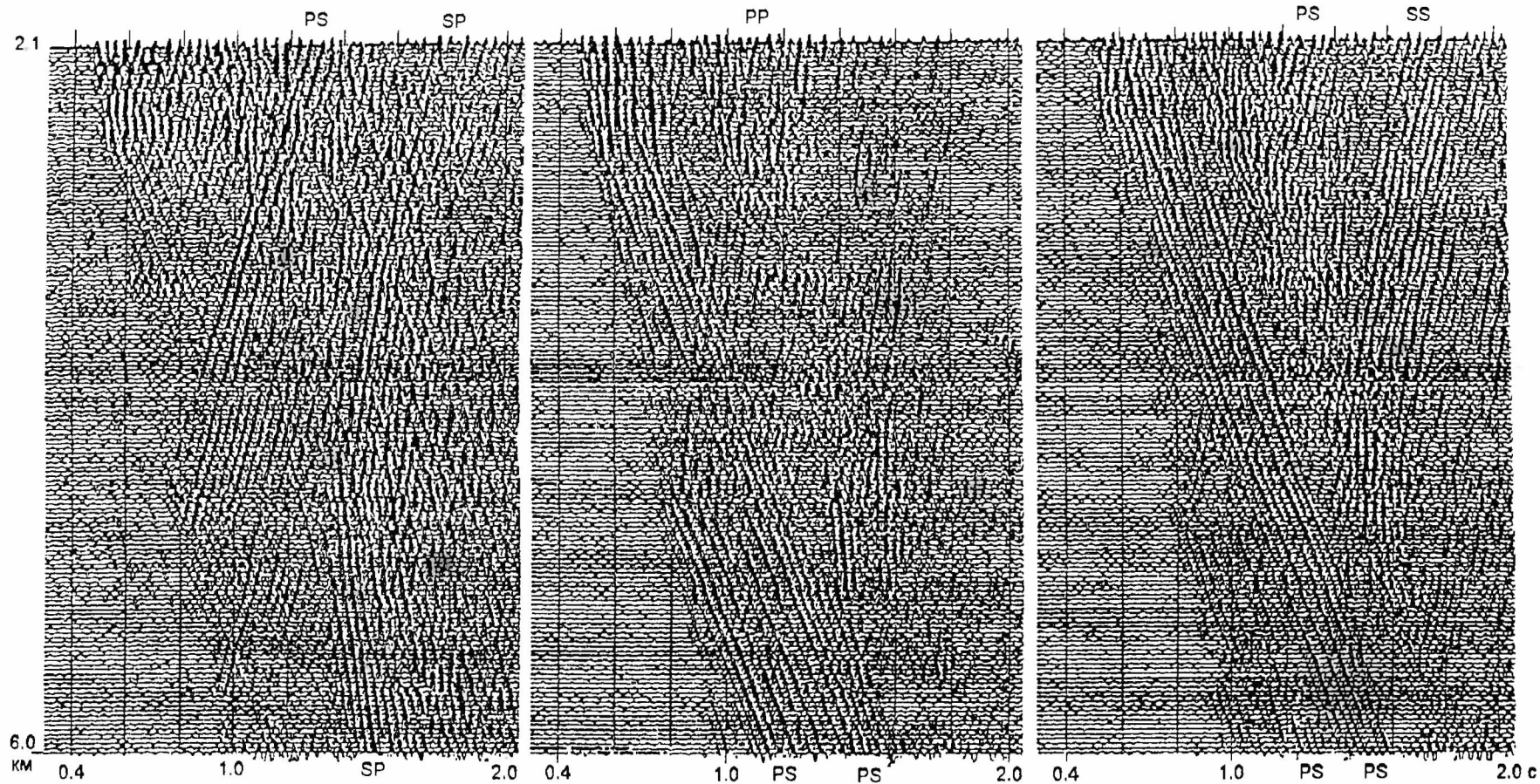


Рис. 6.7. Фрагменты записи обменных и поперечных проходящих и отраженных волн, соответствующий наклонным контактам свит. Записи получены в локальной системе после вычитания *P*-волны (ПВ 1013).

По данным многокомпонентных наблюдений в СГ-3 поле прямой волны широко представлено монотипными (Р и S) и обменными (PS и SP) волнами, формируемыми в окрестности источника возбуждения и при распространении на промежуточных границах (рис.6.4). Продольная Р-волна характеризуется устойчивой формой записи на всем интервале прослеживания, что позволяет сделать вывод о незначительном влиянии неоднородностей ствола скважины на регистрацию сейсмических волн (рис.6.5). Коэффициент линейности (эллиптичности  $K_l$ ) Р-волны на всем интервале наблюдения приближен к единице и только на интервалах разреза с резкой скоростной дифференциацией  $K_l = 0.7-0.8$ .

В составе поля прямой волны зарегистрирована поперечная волна, которая по интенсивности в 1.5-2 раза превосходит поле продольной Р-волны. Поле прямой поперечной волны в виде многофазного пучка колебаний формируется в результате интерференции серии поперечных, возможно кратных и обменных PS-волн, образование которых связано с высокой латеральной неоднородностью среды в окрестности источника возбуждения упругих колебаний. На отдельных интервалах наблюдений S-волна характеризуется высокими значениями коэффициентов  $K_l$  и  $K_k$ . Амплитуды Р и S-волн плавно уменьшаются с глубиной (рис.6.6), при этом значения коэффициентов поглощения поперечной и продольных волн близки. В образовании поля прямой волны принимают участие обменные PS и SP проходящие волны, сформированные на промежуточных границах (рис.6.7). Сложная структура поля поперечной волны находит отражение в поле восходящих отраженных волн.

### 6.2.2. Особенности "близвертикальных" отражений

Анализ всей совокупности данных, полученных как по наблюдениям ПМ ВСП, так и при наземных сейсмических наблюдениях МОВ, МОГТ, позволяет выделить шесть типов волновых картин "близвертикальных" отражений, наблюдаемых в диапазоне времени до 13-14 с. Наиболее резкая смена волновых картин отмечается между двумя областями записи, разделенными временным диапазоном 3.0-3.5 с. В диапазоне времени до 3 с запись волнового поля в целом характеризуется высоким уровнем интенсивности. В составе волнового поля прослеживаются отраженные волны, соответствующие положению в разрезе геологических объектов, характеризующихся наклонным залеганием. На большем времени, свыше 3.0-3.5 с, уровень записи существенно падает, при этом в составе волнового поля отсутствуют даже признаки отражений от наклонных отражающих элементов. Обращают внимание также и различия структуры "близвертикальных" отражений, наблюдаемых на сейсмических материалах, полученных различными технологиями.

*Отраженные волны от границ протерозоя.* Наиболее полно структура поля отраженных волн, связанная с контактами свит печенгской серии, раскрыта на сейсмических записях ПМ ВСП. Волновое поле широко представлено монотипными (PP, SS), а также обменными (PS, SP) отраженными и проходящими волнами, сформированными на контактах пород с резким изменением скорости, часто совпадающими с границами различных свит.

На контакте ждановской и заполярнинской свит образование PP-волн обусловлено скоростной тонкослоистой структурой песчаников, контактирующих с высокоскоростными породами габбро-диоритов. С этой же зоной связано формирование интенсивной отраженной обменной PS-волны (рис. 6.8). Образование продольных и обменных (PS и SP) волн отмечается также на низкоскоростной пачке осадочных пород в пределах заполярнинской свиты на глубине 3.8 км. Области резкого понижения скорости на контакте заполярнинской и лучломпольской свит (4.4-4.7 км) соответствует запись сложно поляризованного волнового поля отраженных (PP, PS, SP, SS) и



проходящих (PS, SP) волн, прослеженных совместно (рис.6.8). В формировании поля участвуют две контрастные границы, расположенные в переходной зоне. С одной стороны, образование отраженных волн связано с тонкослоистой пачкой осадочных пород, а с другой стороны, с наличием в этой области тектонической зоны, проявившейся в расчленованности пород. Наиболее глубокая отражающая граница в толще пород печенгской серии приурочена к пачке карбонатных пород внутри метадиабазов и диабазовых порфиров на глубине 5.7 км, с которой связано образование PP и PS отраженных волн (рис.6.9).

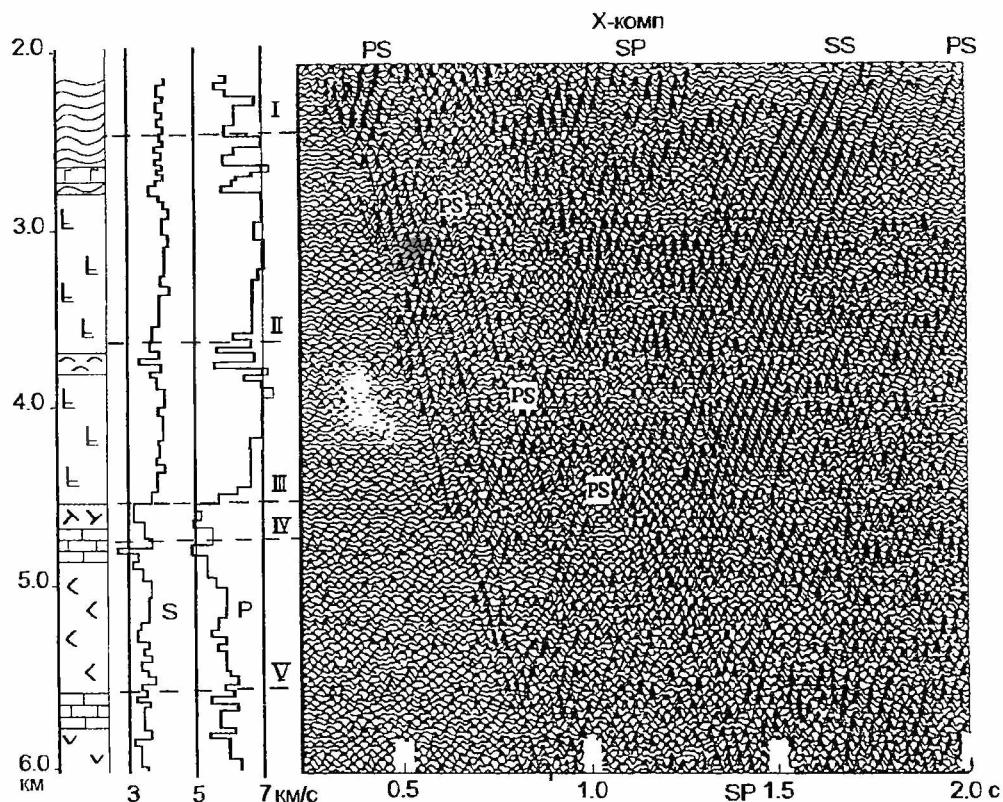


Рис. 6.8. Графики  $V_{p,s}(H)$  и запись волнового поля (X-компл.) после вычитания P- и S-волн (ПВ 1001).

На приведенной сейсмограмме прослежены PP, SS, PS и SP - отраженные волны, связанные с контактами свит пород печенгской серии (МП ВСП)

Существенно беднее состав волнового поля на записях однокомпонентных наземных наблюдений, представленных продольными отраженными волнами. На исходных сейсмограммах МОВ прослежены устойчивые продольные отраженные волны, соответствующие отмеченным выше контактам свит пород печенгской серии. Высокой интенсивностью характеризуются отраженные волны, соответствующие нижнему контакту свиты матерт. Формирование интенсивных отраженных волн, по которым всдуться основные структурные построения, связано с пропластками осадочных пород внутри вулканогенных толщ, с подошвой ждановской продуктивной свиты, с сейсмическим репером, соответствующим подошве продуктивной филлитовой толщи и пропласткам туфов, а также с разрывными нарушениями.



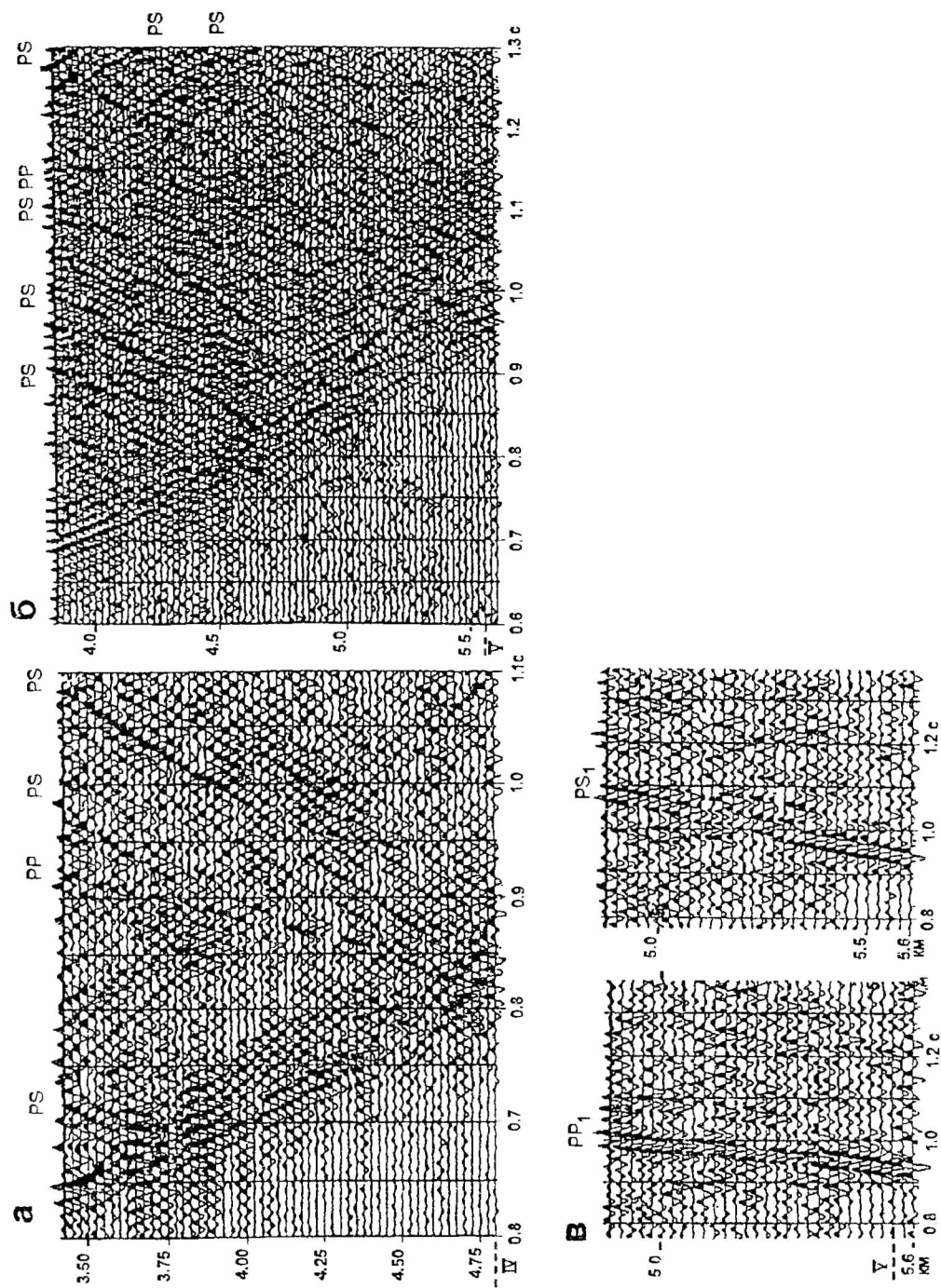


Рис. 6.9. Записи продольных и обменных PS - отраженных волн, сформированных в зоне инверсии скорости (IV) и на контакте карбонатных пород (V).

а, б - записи х-компоненты, полученные после вычитания Р- и S-волн и обратной фильтрации; в - фрагмент записи следящей компоненты отраженных PP- и PS-волн.

Анализ всей совокупности данных МОВ позволяет утверждать, что с толщей пород печенгской серии связаны опорные сейсмические горизонты, по которым были выполнены основные структурные построения подошвы продуктивных пород, горизонтов в основании третьей вулканогенно-осадочной толщи и основания пород печенгской серии. Несколько в ином виде представляется сейсмическая информация на разрезах ОГТ. Но прежде чем перейти к ее рассмотрению, остановимся на некоторых особенностях регистрации, отраженных волн МОВ, отмеченных работами прошлых лет в Печенгском районе.

Сложная форма отражающих границ, присутствие разрывных нарушений нередко приводят к усложнению записи отраженных волн, которые обусловлены азимутальным отклонением лучей от линии профиля, образованием петлевых годографов, разрывом корреляции отражений. В еще большей степени на запись отражений сказывается влияние верхней части разреза (ВЧР). Высокая неоднородность ВЧР, определяемая структурой покрывающих моренных образований и латеральной скоростной неоднородностью поверхностной зоны коренных пород, существенным образом влияют на возбуждение и прием сейсмических колебаний. Экспериментально установлено, что при значительных изменениях скоростной неоднородности ВЧР имеют место окна "прозрачности", когда влияние неоднородностей на возбуждение упругих колебаний минимально. С другой стороны, было показано, что из всего набора применяемых источников возбуждения упругих колебаний оптимальными, достаточно стабильными являются взрывы в водоемах, которые также были положены в основу технологии сейсмических наблюдений МОВ при изучении структуры Печенгской мульды. В этом случае при совмещении пунктов возбуждения с окнами "прозрачности" были зарегистрированы отраженные волны в высокой степени разрешения (рис. 6.10). С учетом наклонного залегания границ отраженные волны были прослежены на значительных интервалах (до 6-8 км) от пунктов возбуждения. В последующем из общих "опорных" пунктов возбуждения отрабатывались пространственные системы продольных и неперодольных профилей.

На рис.6.11 приведен временной разрез ОГТ северной части профиля. Обработка материалов ОГТ выполнена Ю.В.Ганшиным (см. гл.7) Из сопоставления с ранее полученными сейсмограммами МОВ видно, что вместо разрешенной записи отражений, соответствующих сейсмическим реперам на временном разрезе ОГТ, наблюдается волновая картина, которая в большей степени отвечает волновому полю, соответствующему сложнонеоднородной гетерогенной зоне. "Прерывистость", интерференционный характер волнового поля, появление на временном разрезе динамических аномалий создают иллюзию высокой неоднородности (гетерогенности) отражающих объектов. На самом деле, как это видно на рис.6.10, при расположении источников возбуждения в "окнах прозрачности" на сейсмограммах четко прослеживаются отраженные волны, связанные с серией реперных границ печенгской толщи пород. Снижение разрешающей способности ОГТ свелось лишь к качественному воспроизведению структурного плана Печенгской мульды и обусловлено значительным влиянием эффектов рассеяния ВЧР на формирование временных разрезов ОГТ.

При сильном разрушении волнового поля и особенно при неудовлетворительных условиях возбуждения (применение вибраторов в сложных геоморфологических условиях) можно предположить, что статистический эффект при суммировании в достаточной степени не улучшает соотношение сигнал/помеха даже при высокой кратности накопления суммируемых сигналов. Очевидно, что в подобных условиях совершенно не оправданным является стремление компенсировать потери

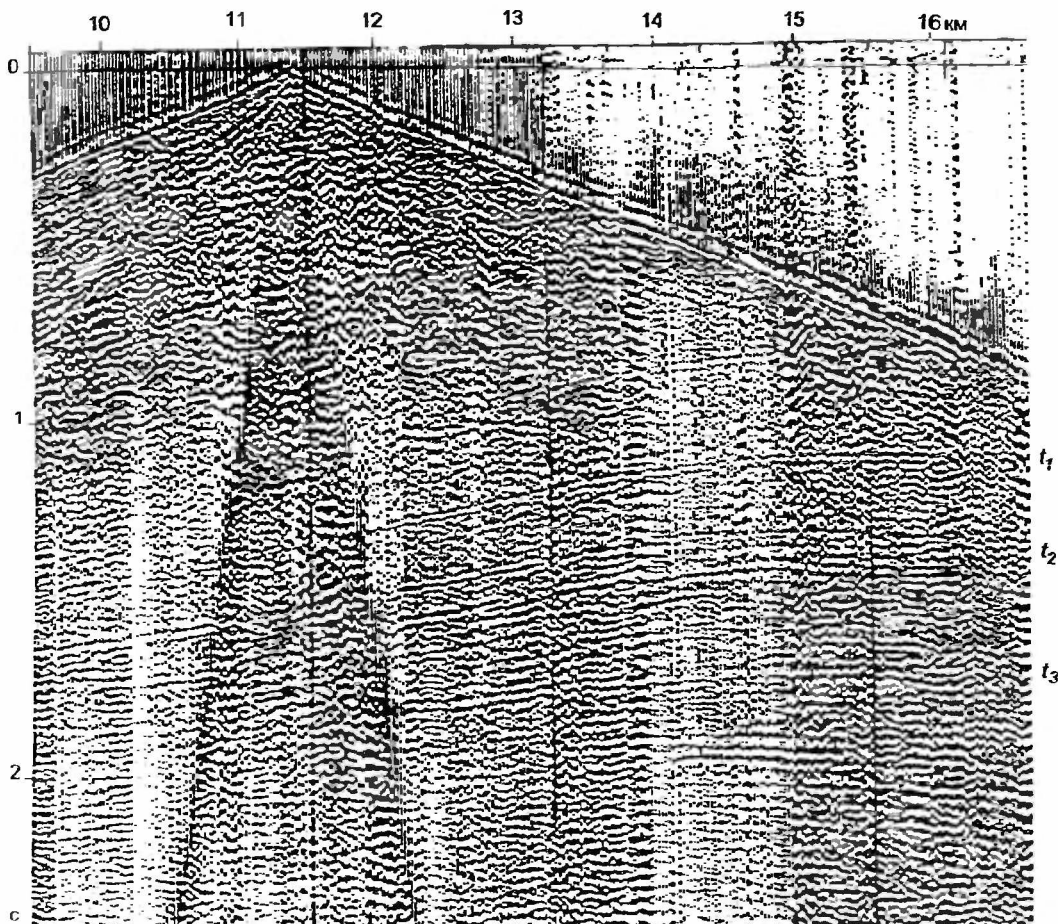


Рис. 6.10. Пример записи отраженных волн, соответствующих наклонным опорным отражающим границам свит печенгской серии.

*Отраженные волны четко разрешены на записи ОПВ и характеризуются устойчивым прослеживанием на интервале 7 км. Запись получена при взрыве в водоеме.*

качества исходного материала массовостью его получения с ожиданием при этом эффекта от накопления сигналов при суммировании. Формирование псевдогетерогенных структур за счет явлений рассеяния на неоднородностях ВЧР часто приводит к неоднозначности геологической интерпретации результатов. Показательным является выделение на некоторых разрезах ОГТ вышеприведенного примера динамической аномалии, на основании которой был сделан далеко идущий вывод о наличии в разрезе крупного геологического тела.

*Архейская толща пород.* По отношению к палеозойскому комплексу гнейсовидная толща пород архея характеризуется значительно меньшей скоростной дифференциацией, что позволяет высказать предположение об отсутствии в этой толще достаточно "контрастных" сейсмических границ (зон). Условия выделения отраженных волн, связанные с архейским комплексом пород, значительно ухудшаются. На временных разрезах ОГТ, а также на исходных сейсмограммах МОВ, полученных при наиболее оптимальных условиях возбуждения упругих колебаний, на фоне высокого уровня помех фрагментарно прослеживаются короткие оси синфазности, которые очевидно и были положены в основу построения субгоризонтальных отражающих площадок, идентифицированных с толщей архея.

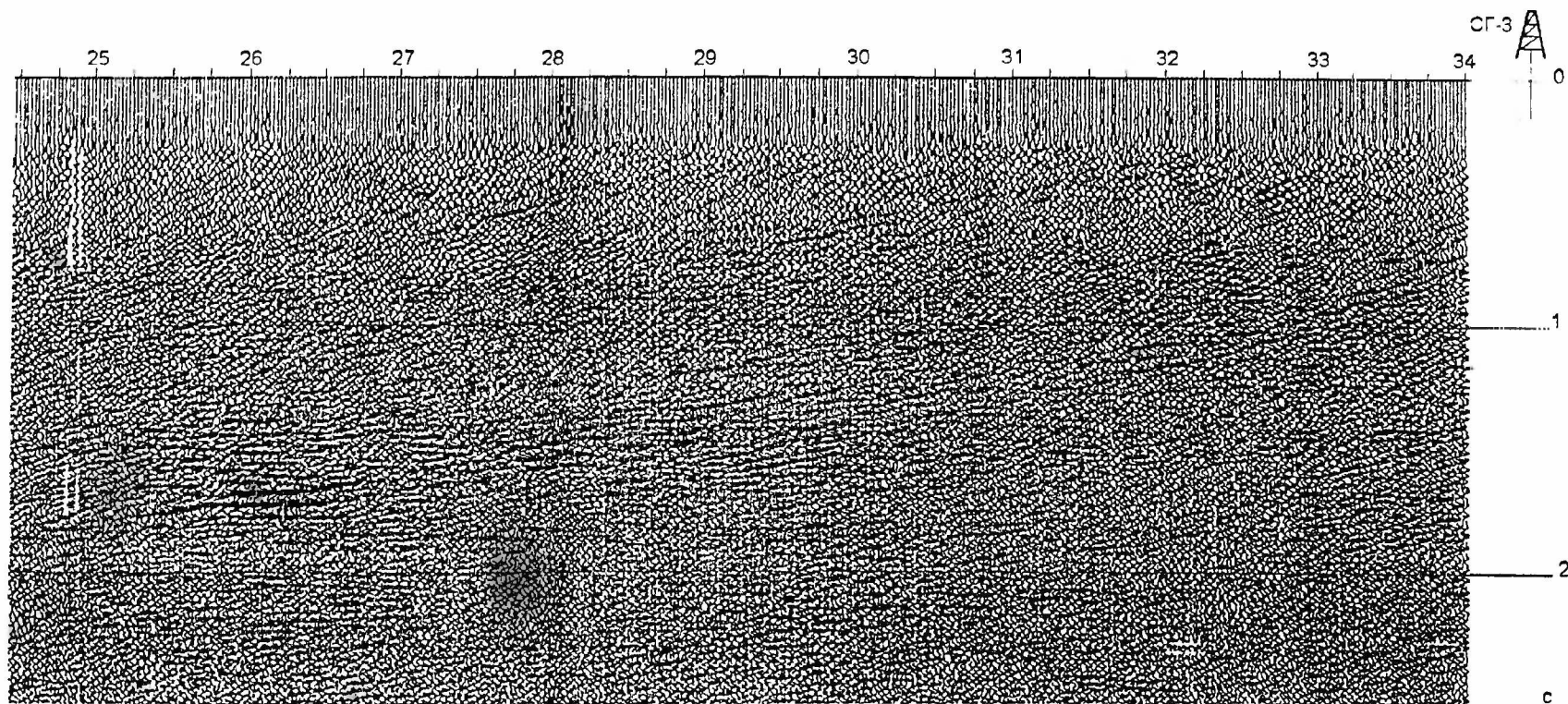


Рис. 6.11. Временной разрез ОГТ северной части профиля через скв. СГ-3. Составил Ю.В.Ганьшин.

*Разрез получен при возбуждении группой вибраторов. На временном разрезе волновое поле отраженных волн, соответствующее толщам свит печенгской серии, представлено в виде слабopазрешенной сложноинтерференционной записи.*

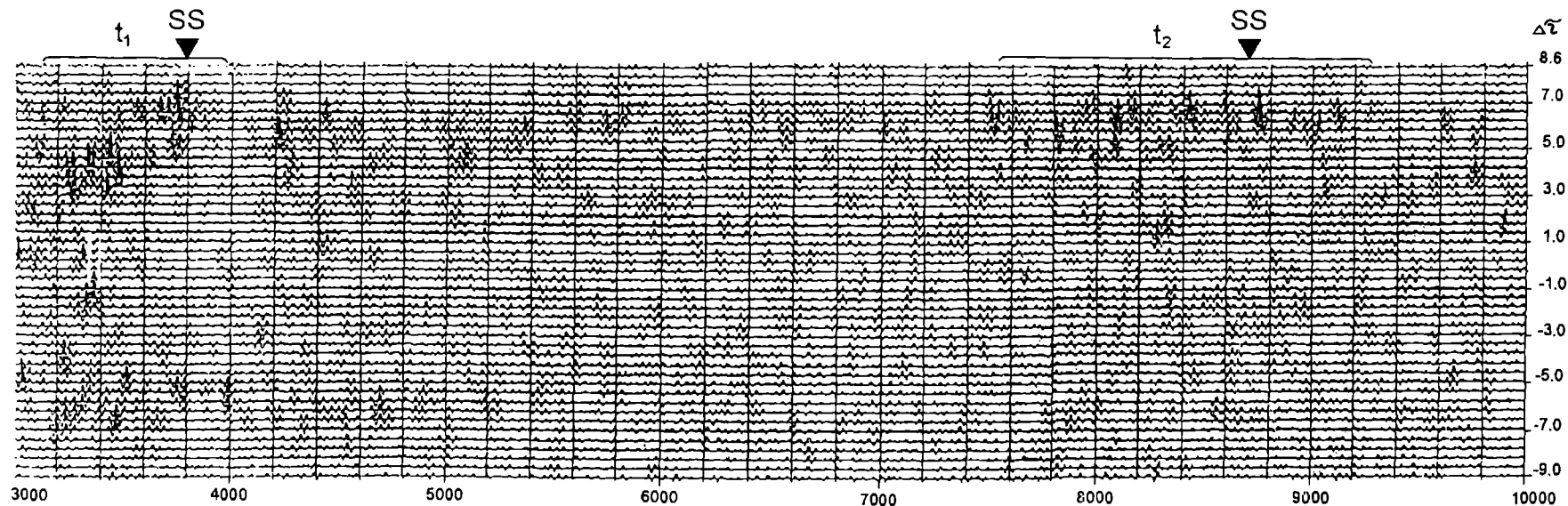


Рис. 6.12. Суммоленда поляризационного РНР (Х-комп.) на базе 1.1 км (ПВ 1113 Н = 5.4 км).

На времени  $t = 3.2-3.8$  и  $t = 7.0-8.0$  с доминируют разрастания, соответствующие полю отраженных (рассеянных) волн с преобладающим значением  $V = 3.8-4.1$  км/с.



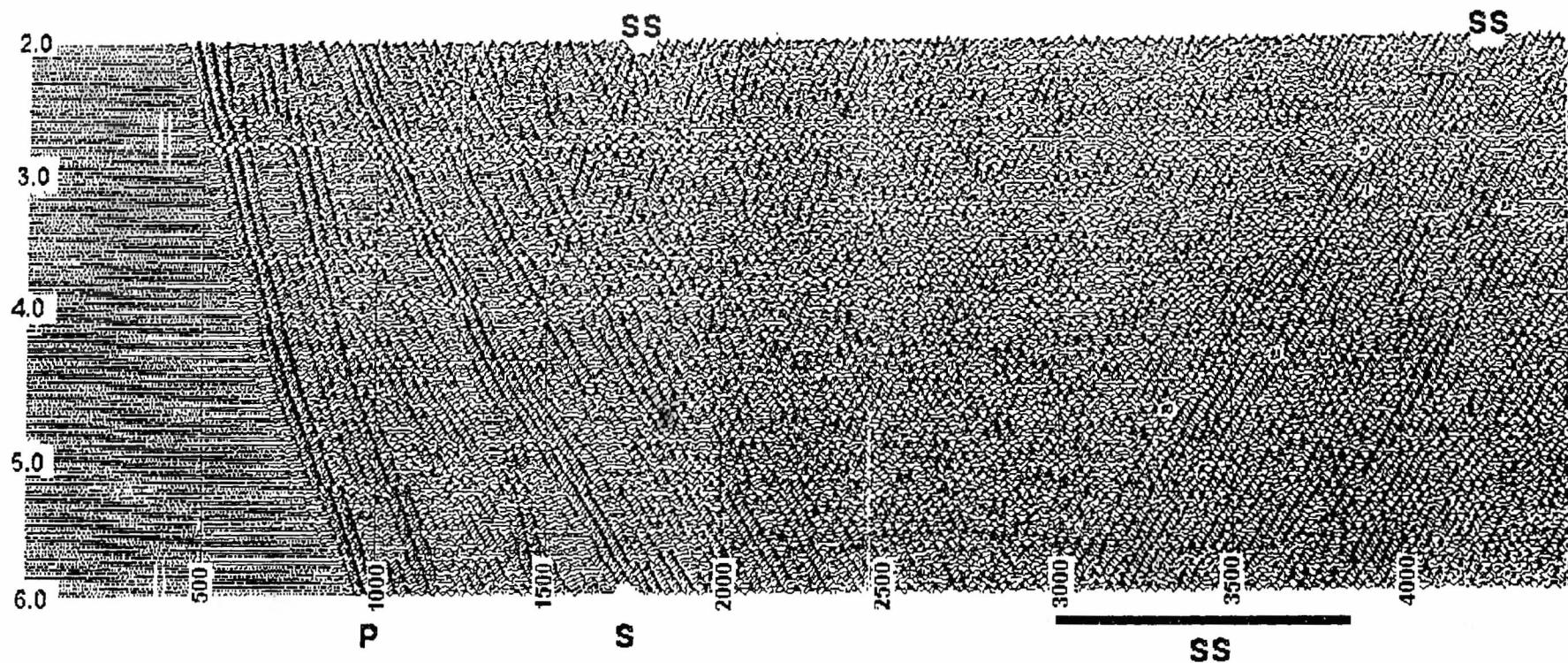


Рис. 6.13. Запись волнового поля ПМ ВСП в СГ-3, на которой прослежен волновой пакет поперечных обменных PS - отраженных волн, связанных с отражающими (рассеивающими) элементами толщи расслоенных гнейсовидных пород архея.

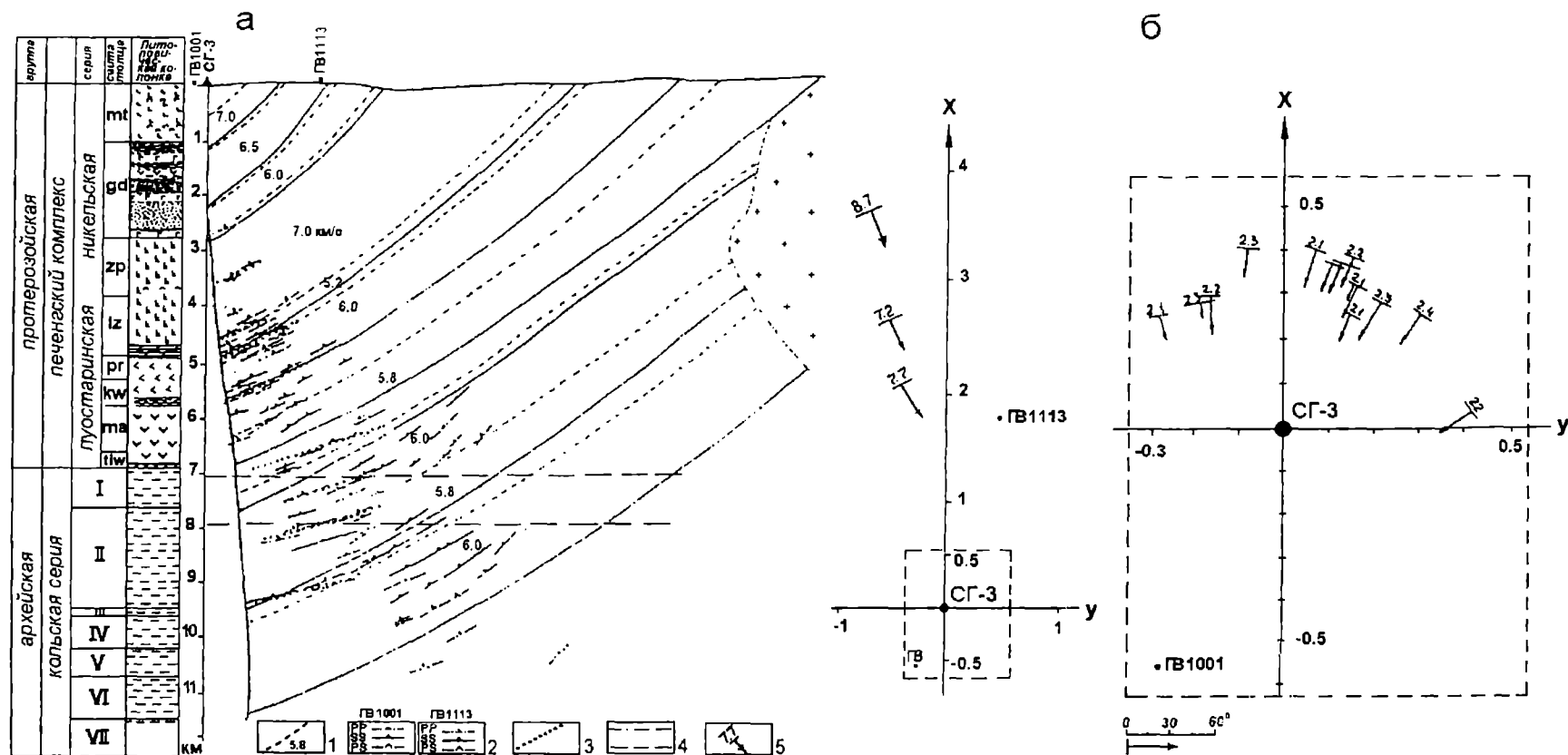


Рис. 6.14. Сейсмогеологический разрез (а) и векторы падения отражающих элементов (б) по данным наблюдений ВСП в СГ-3 (геологическая основа разреза СГ-3 по В.С.Ланеву, М.С.Русанову).

1 - границы пластовых скоростей; 2 - отражающие площадки; 3 - границы свит печенгской серии; 4 - контуры предполагаемой субгоризонтальной зоны; 5 - векторы падения отражающих элементов, соответствующих толще пород архея и протерозоя.

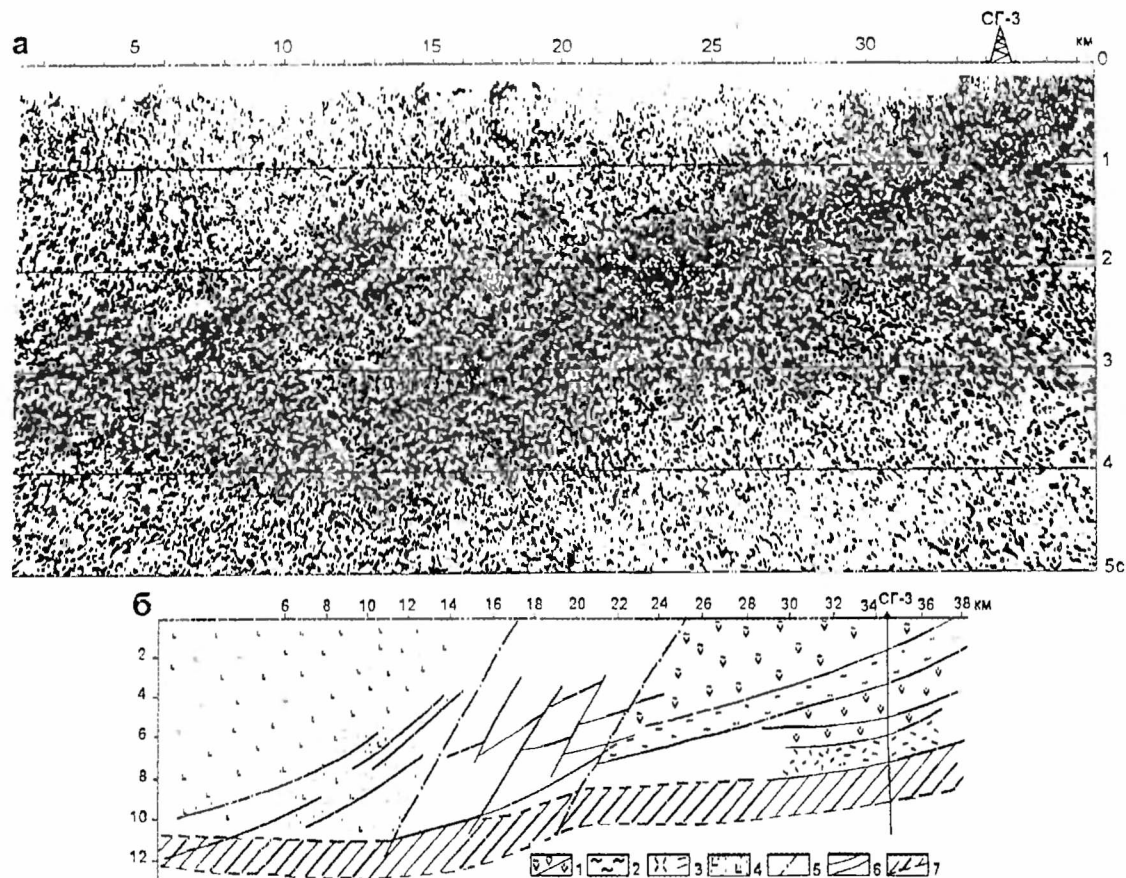


Рис. 6.16. Мигрированный (а) и соответствующий ему глубинный сейсмический разрез ОГТ (б) по профилю через СГ-3. Мигрированный разрез ОГТ получен с применением преобразования Гильберта.

1 - вулканогенно-осадочные породы; 2 - "продуктивная" филлитовая толща; 3 - архейский гнейсовый комплекс; 4 - нижнепротерозойский и архейский нерасчлененный комплекс; 5 - Порьиташская зона разломов; 6 - отражающие горизонты; 7 - граница между верхней и средней корой



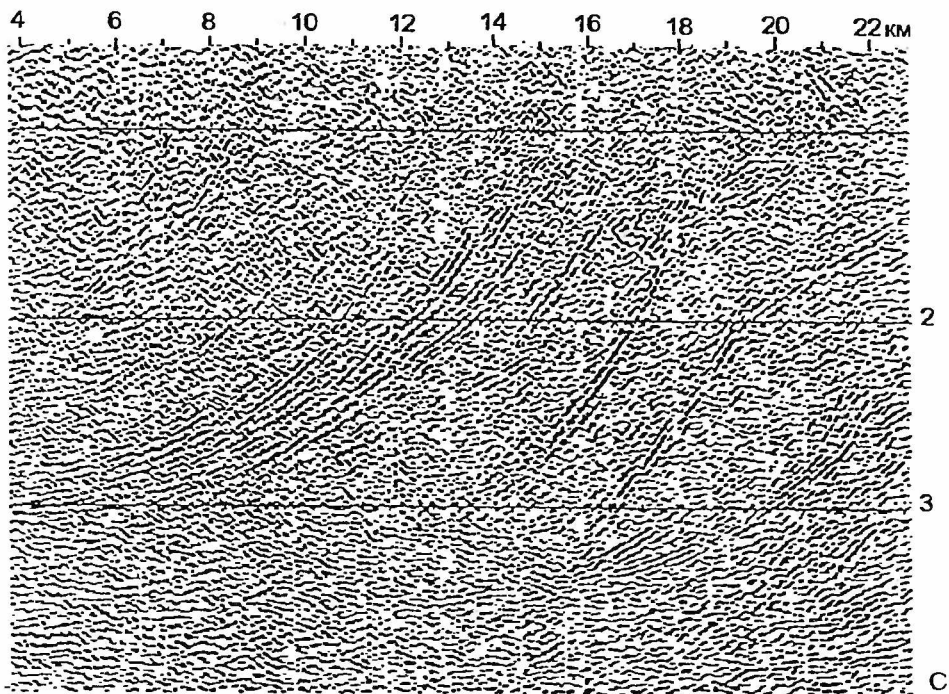


Рис. 6.15. Мигрированный разрез ОГТ на южной оконечности профиля через зону Порыташских разломов (фрагмент рисунка 7.7). Составил Ю.В.Ганьшин.

*Прослежены четкие отраженные волны, связанные с крутопадающими контактами разломов и зоной надвига.*

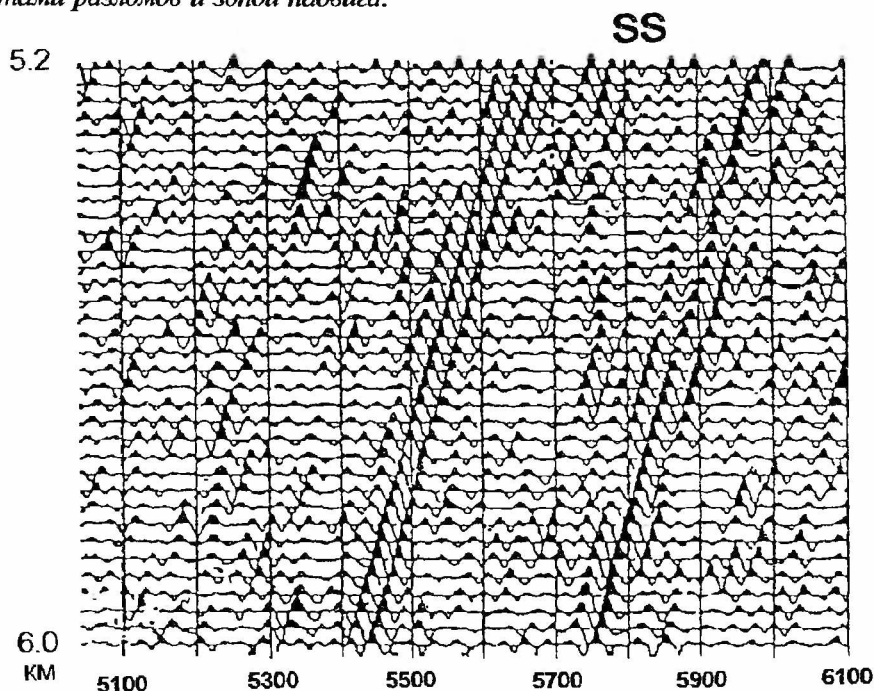


Рис. 6.17. Фрагмент записи вертикального профиля, на которой зарегистрированы отраженные волны, соответствующие положению в разрезе переходной зоны на глубине 12.0 км.

*Запись получена на следящей компоненте (ПВ 1113).*

Обратимся теперь к исходным материалам поляризационных наблюдений ПМ ВСП в СГ-3 и результатам их интерпретации. Достаточно отметить, что даже на исходных записях одной из симметричных компонент (рис 6.4.) на времени 3.0-4.0с прослежены отдельные оси синфазности поперечных отраженных (рассеянных) волн, предположительно отнесенные к толще пород архея. В результате поляризационной обработки данных в указанном диапазоне времени на суммограмме поляризационного РНП (Х-комп) (рис.6.12), а затем на сейсмограмме фиксированной компоненты (рис.6.13) прослежен четкий волновой пакет поперечных отраженных волн, связанный с неоднородной структурой толщи архея. В полном соответствии с прогнозными геологическими данными вынесенные на разрез отражающие площадки отображают наклонное залегание гнейсовидных пород архея. С учетом параметров поляризации отраженных волн установлено также несогласное залегание пород протерозоя и архея. Это можно видеть на рис.6.14, где приведена схема распределения проекции векторов падения отражающих элементов, соответствующая толщам пород протерозоя и архея.

*Отраженные волны, связанные с тектонической зоной.* Печентская структура с юга ограничена зоной Порьиташских разломов. Зона пересечена серией сейсмических профилей. Положение зоны и ее внутренняя структура четко отображены в поле отраженных волн как на исходных материалах МОВ, так и на временных и мигрированных разрезах. На мигрированном разрезе южной части профиля ОГТ (рис.6.15), пересекающего зону до глубин 10-12 км, четко прослежена серия крутопадающих контактов разрывных нарушений, расположенных в пределах зоны разломов. Высокой интенсивностью характеризуются отраженные волны, соответствующие очевидно зоне надвига, по которому породы нерасчлененного протерозоя и архея надвинуты на породы протерозойского комплекса. Сложная структура волнового пакета при высоких энергетических характеристиках поля отраженных волн позволяет предположить о высокой контрастности и неоднородном строении зоны надвига.

*Переходная зона.* Наблюдаемая на мигрированном разрезе ОГТ на времени  $T=3-4.0$  с (рис.6.16) резкое изменение интенсивности волнового поля соответствует положению в разрезе субгоризонтальной зоны, которая является переходной между двумя существенно различными сейсмогеологическими моделями. Нижняя аппроксимируется слабоконтрастной горизонтально-слоистой моделью, а верхняя сильноконтрастной косослоистой моделью, отображающей чешуйчато-надвиговое строение блока. Существенным является то, что трассируемые с поверхности структуры протерозоя и архея так же, как и зона Порьиташских разломов, прослеживаются до глубины 10-12 км, где они обрываются на субгоризонтальной зоне (рис.6.16). При этом на мигрированном разрезе ОГТ четко видно, что зона шарьяжа, характеризующаяся высокой неоднородностью, постепенно выполаживается с глубиной, "растворяясь" в переходной зоне. Переходной зоне, разделяющей области с резкой сменой волновых картин на временных разрезах ОГТ в интервале времени от 3.0 до 3.5 с, соответствует фрагментарное прослеживание на исходных записях МОВ и временных разрезов ОГТ отдельных коротких осей синфазности, которые с большими оговорками могут быть отождествлены с контактом переходной зоны. Более четкая волновая картина была получена по наблюдениям в СГ-3. На приведенном рис.6.17 наблюдается запись поперечной отраженной волны, соответствующей зоне на глубине 12.5 км. Таким образом, с одной стороны, на границе интервала времени 3.0-4.0 с отмечается резкая смена интенсивности записи волнового поля, а с другой стороны, на записи не прослежены регулярные отраженные волны, связанные с контактом зоны. Анализ наблюдаемого волнового поля позволяет предположить, что относительно низкие "отражательные" характеристики зоны, видимо, связаны со слабыми различиями в скорости на ее

контакте. Наблюдаемые же различия в структуре и уровне записи очевидно отвечают контрастности контактирующих сред (блоков), определяемой их сейсмической гетерогенностью. Возможно эти различия обусловлены изменением напряженного состояния пород в переходной зоне, при котором уменьшается скоростная дифференциация пород.

В заключение приведем основные выводы.

1. Поляризационные сейсмические наблюдения ВСП, проведенные в стволе СГ-3, позволяют сделать заключение о высокой информативности метода при решении проблемы многоволновой сейсмики в изучении кристаллической коры. Впервые по наблюдениям во внутренних точках среды были зарегистрированы четкие поперечные и обменные отраженные волны, связанные с границами толщ пород протерозоя, архея, а так же с глубинными границами коры.

2. По наблюдениям близвертикальных продольных отраженных волн на профиле ОГТ подтверждена гипотеза чешуйчато-надвигового строения Печенгско-Аллареченского региона, существенным при этом является то, что трассируемые с поверхности структуры протерозоя и архея, так же, как и зона Порьиташских разломов, прослеживаются до глубины 10-12 км, где они "обрываются" на субгоризонтальной переходной зоне возможно соответствующей поверхности расщепления и горизонтального течения вещества земной коры.

3. Положение переходной зоны отмечается по резкому изменению интенсивности и структуры волновых картин, наблюдаемых на временных разрезах ОГТ. По данным ПМ ВСП непосредственно с контактом зоны связано образование поперечных отраженных волн.

Приведенные данные по результатам изучения кристаллической коры на основе использования близвертикальных отраженных волн были положены в основу дальнейших исследований в районе СГ-3, основанные на сочетании сейсмических наблюдений непосредственно в скважине с наблюдениями на поверхности [Караев, Смитсон, 1995].

## Литература

Епинатьева А.М. Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмические мтоды исследований // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1989, № 5. С.35-46.

Караев Н.А., Ронин А.Л., Акимов В.С. и др. Многокомпонентные сейсмические исследования в Кольской сверхглубокой скважине: Международная научная конференция / Геофизика и современный мир: Л.: Недра, 1993. С.309.

Караев Н.А., Скотт Смитсон. Многокомпонентные сейсмические исследования в районе Кольской сверхглубокой скважины: (Результаты и перспективы). Геофизика, 1995. № 1. С.32-40.

Карус Е.Д., Кузнецов Д.Л., Кузнецов Ю.И., Нартиков В.Д. О возможной природе глубинных сейсмических границ: Доклады АН СССР, 1982, т.257, № 2. С.577-579.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.

Лизинский М.Д., Ланев В.С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных: Л.: Наука, 1991. С.130-147.

*Литвиненко И.В.* Некоторые результаты изучения глубинного строения печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Недра. 1968. С.139-147.

*Литвиненко И.В.* Сейсмические границы земной коры Балтийского щита / Восточная часть Балтийского щита: геология и глубинное строение. Л.: Наука. 1975. С.151-155.

*Павленкова Н.И.* Некоторые общие особенности структуры литосферы / Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С.143-146.

Проходка Кольской сверхглубокой скважины порождает новые проблемы. Опыт ее изучения показывает, что их решение невозможно без проведения дополнительных адекватных исследований в самой скважине и на поверхности. Разгадка не обязательно заключена в сопоставлении разреза самой скважины с аналогичными породами на поверхности. В случае с Печенгской структурой первостепенное значение имеет расшифровка природы ее южного крыла, т.е. изучение пород вне пересеченного скважиной разреза. Только при этом условии результаты сверхглубокого бурения могут быть использованы в полной мере. Существуют и другие проблемы. Это вариации физических свойств и напряженного состояния горных пород в вертикальных разрезах кристаллической коры, пространственная организация геологической среды на больших глубинах, наличие зон высокой проницаемости и миграции флюидов и газов, существование волноводов для упругих и электромагнитных колебаний, корреляция между наблюдаемыми на поверхности геофизическими полями и тектоническими структурами и глубинными геофизическими неоднородностями земной коры [Галдин и др., 1988].

В этой связи огромный интерес к району бурения Кольской сверхглубокой скважины, выбранного в качестве наиболее благоприятного полигона при решении фундаментальных проблем науки о Земле, был проявлен со стороны ученых России, США, Англии и Норвегии. Это явилось основанием для реализации в 1992 году совместного с Россией международного проекта применения в районе скв. СГ-3 современных сейсмических технологий ОГТ и многокомпонентных наблюдений ВСП [Smythe, Smithson et al., 1994].

Целью эксперимента являлось получение дополнительной сейсмической информации, которая позволила бы внести некоторую ясность в обсуждаемые выше проблемы, связанные с изучением природы глубинных сейсмических границ в кристаллической коре, с расшифровкой строения и эволюции Южной и Северной зон Печенгской структуры. По отношению к ранее проведенным работам применяемая технология сейсмических наблюдений (ОГТ, ВСП) обеспечивала повышение глубинности, разрешающей способности и информативности методов при сейсмических исследованиях в этом регионе. С учетом возможностей этих методов сформулированы основные задачи сейсмических исследований в районе Кольской сверхглубокой скважины:

- выявление закономерностей формирования волновых полей в гетерогенной геологической среде;
- изучение скоростной, а также поглощающей характеристик разреза в кристаллических породах по продольным и поперечным волнам;
- изучение структуры толщ пород протерозоя и архея в околоскважинном пространстве как основы построения сейсмической модели верхней части коры;
- создание сейсмогеологического разреза земной коры по профилю КОЛА ОГТ, пересекающему Южную и Северную зоны Печенгской структуры с выходом на Кольскую сверхглубокую скважину.

## 7.1 Методика полевых наблюдений

Широкий диапазон планируемых задач определил разномасштабность сейсмических исследований на профиле КОЛА ОГТ-92. Проводились детальные наблюдения ВСП на поверхности и в сверхглубокой скважине СГ-3. Использовался скважинный прибор с четырехкомпонентной системой регистрации в частотном диапазоне 8-125 Гц. Регистрация сейсмических сигналов в скважине осуществлялась с шагом на интервале разреза 2.1-6.0 км, запись регистрировалась на сейсмостанции MSD-10. Для возбуждения упругих колебаний использовалась группа из трех 12-тонных вибраторов MERZ [Караев, Смитсон, 1995].

Региональные наблюдения ОГТ проведены на профиле КОЛА ОГТ протяженностью 38 км [Smyth, Smithson et al., 1994]. Местоположение профиля (см. другие главы: рис.1.4 - профиль А6; рис. 3.1, 3.2; рис.6.1) выбрано с учетом сейсмической изученности и имеющихся альтернативных геологических моделей глубинного строения Печенгской структуры. Комплексные сейсмические исследования на профиле выполнены с применением в качестве источников колебаний вибраторов MERZ, а также регистрации упругих колебаний промышленных взрывов в карьерах и рудниках Кольского полуострова. При наблюдениях ОГТ использовались три 96-канальные сейсмостанции MDS-10. Система наблюдений была фланговая при положении вибраторов на меньших пикетах профиля по отношению к базе наблюдений. База приема состояла из 90 трехкомпонентных установок, расположенных через 50 м, т.е. длина базы составляла 4450 м. Вынос источников колебаний был переменным, его величина колебалась от 0 до 2900 м, но, в основном, менялась в пределах 1500-3000 м. Шаг между ПВ по профилю составлял 50-100 м. Группирование источников колебаний и вертикальных сейсмоприемников линейное на базе 50 м. Количество вибраторов в группе 3-4, группирование вертикальных 10 Гц сейсмоприемников - по 12 на канал. Горизонтальные (Х и У) сейсмоприемники не группировались ввиду невозможности установки таких групп на грунт из-за высоты снежного покрова. Итоговая кратность получилась неравномерной (от 30 до 15-20).

Для достижения более равномерной кратности и расширения аппаратуры наблюдений на профиле дополнительно устанавливались автономные регистрирующие системы Reftek до 50 станций с шагом между ними 100 м.

Количество воздействий на пунктах возбуждений составляло 8-10. Каждое воздействие регистрировалось отдельно на магнитный носитель. Полоса частот опорного сигнала находилась в диапазоне 10-60 Гц. Длительность развертки СВИП-сигнала составляла 24 с, длительность виброграммы - 39 с, шаг дискретизации сигнала по времени - 4 мс.

## 7.2. Методика обработки

Обработку сейсмических материалов профиля КОЛА ОГТ-92 можно разделить на 2 этапа:

- до выполнения вертикального суммирования;
- после вертикального суммирования.

Под вертикальным суммированием подразумевается подсуммирование виброграмм, полученных в результате нескольких актов вибросейсмического воздействия на одном месте, т.е. при фиксированном положении источника сигнала и приемников. Обработка первого этапа (до вертикальной суммы) характеризуется очень большим объемом сейсмического материала. При

40 секундах некоррелированной записи на 90 регистрирующих каналах от 355 пунктов возбуждения получается 320 Мб (мегабайт) исходных данных. Это количество надо умножить на 8 (средняя “вертикальная” кратность) и получится около 2.5 гигабайт. Это количество данных уменьшается в несколько раз после выполнения вертикального суммирования (в 8 раз) и корреляции (в 2 раза).

Возникает вопрос: что делать сначала, сумму или корреляцию? Ответ такой: если делать простую арифметическую сумму (линейная операция), то порядок безразличен. Если делать “пороговое” суммирование (нелинейная операция), то сначала корреляция.

В нашем случае, выбор пал на “пороговое” суммирование (или diversity stack), и поэтому корреляция делалась до него. Этот выбор был обусловлен лучшим соотношением сигнал/шум после diversity stack, что особенно заметно на больших временах. Опять же, в угоду лучшему соотношению сигнал/шум, после корреляции и до вертикального суммирования делались две важные вещи: редакция трасс и адаптивная фильтрация. Редакция выполнялась в автоматическом режиме. Критерий для разбраковки: повышенный уровень записи (в несколько раз превышающий средний) и отсутствие нормального захвата со временем сейсмосаписи, связанного с геометрическим расхождением.

Несколько подробнее об адаптивной к шуму фильтрации (noise adaptive filtering). Сейсмические данные профиля КОЛА 92 содержат шум, являющийся стационарным (т.е. статистика такого шума не меняется со временем). Источником такого шума являлись работающее оборудование, силовые линии, плохое соединение кабеля. Свойством стационарного шума является независимость амплитудного Фурье-спектра от окна анализа. Примером такого рода шума является запись сейсмотрассы, представленная в “F-T” виде на рисунке 7.1. Здесь четко видны три основные частоты, не меняющиеся во времени: 17, 25 и 34 Гц. Причем 17 и 34 Гц - это гармоники работающего оборудования, 25 Гц - гармоника промышленной частоты. Помимо приведенного на рис.7.1 примера, на обсуждаемом профиле регистрировались следующие помеховые сигналы: 8.5, 12.5, 50 Гц. Попытки применения режекторного фильтра для каждой из перечисленных частот приводили к значительному понижению качества полезного сигнала, вплоть до его полного исчезновения. Статистика стационарного шума определялась, в нашем случае, для последних 5 секунд записи. Традиционно принято измерять параметры шума до первых вступлений [Anderson, McMechan, 1988]. Но, в нашем случае, это оказалось невозможным в связи с переменным минимальным выносом, меняющимся в широких пределах от 5 км и до 0 км. Выход нашелся в удачно большой длине записи: 20 секунд после корреляции. Все основные полезные волны (включая отражения от границы Мохо) должны зарегистрироваться до 15 секунд; все после - в основном стационарный шум. Еще одно преимущество длинной записи - возможность иметь большое окно анализа, что повышает точность вычисления спектра.

Коротко об алгоритме. Он заключается в спектральном вычитании (рис.7.2). Метод не требует каких-либо дополнительных параметров, кроме задания окна определения основного спектра и окна шумового спектра. В отличие от стандартных частотных фильтров, адаптивный фильтр “приспосабливается” к изменениям характеристик шума: “Шумовые” амплитуды необходимо нормировать с фактором, равным отношению числа отсчетов в основном окне к числу отсчетов в “шумовом” окне. На рис.7.3 и 7.4 можно видеть пример работы адаптивного фильтра. Его основные достоинства: приспособляемость к характеристикам стационарного шума и отсутствие артефактов благодаря сохранению фазовой части спектра.

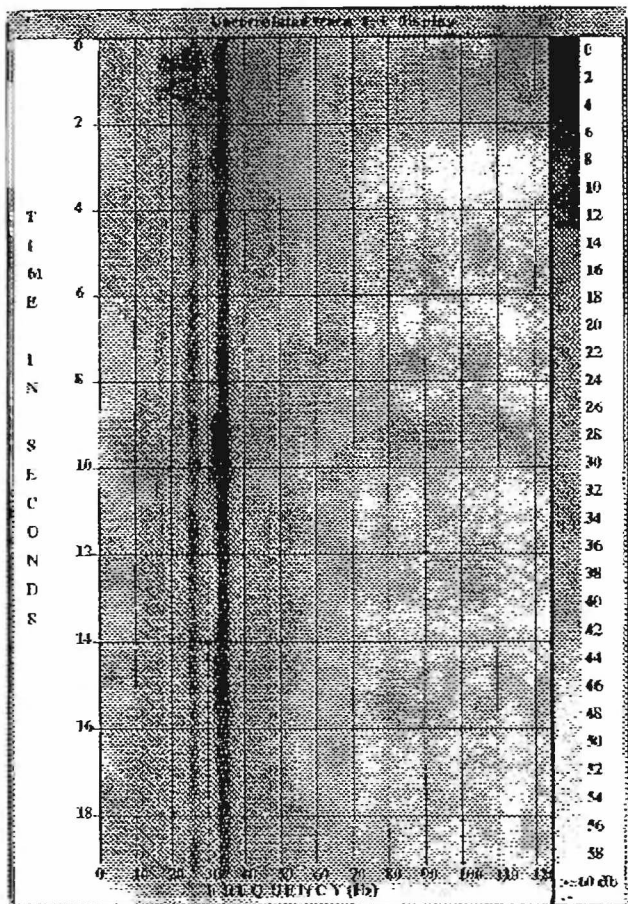


Рис. 7.1. Частотно-временное представление трассы 51 из рис. 7.3.

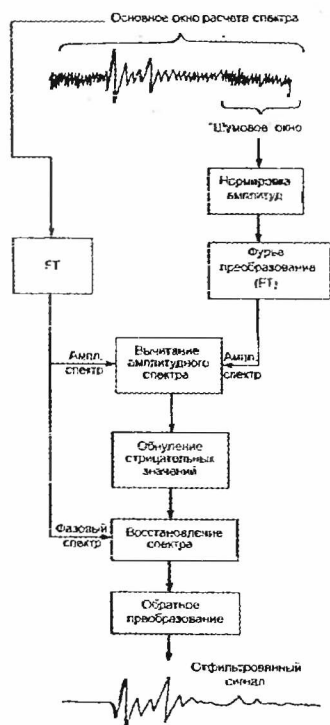


Рис. 7.2. Блок-диаграмма адаптивной фильтрации, применявшейся для обработки данных КОЛА ОГТ-92.



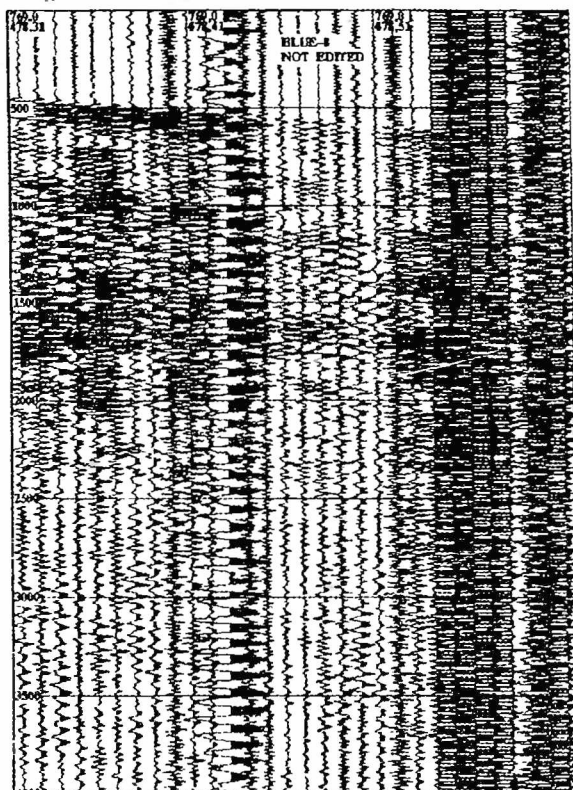


Рис. 7.3. Пример коррелированной записи до редукции, фильтрации и суммы.

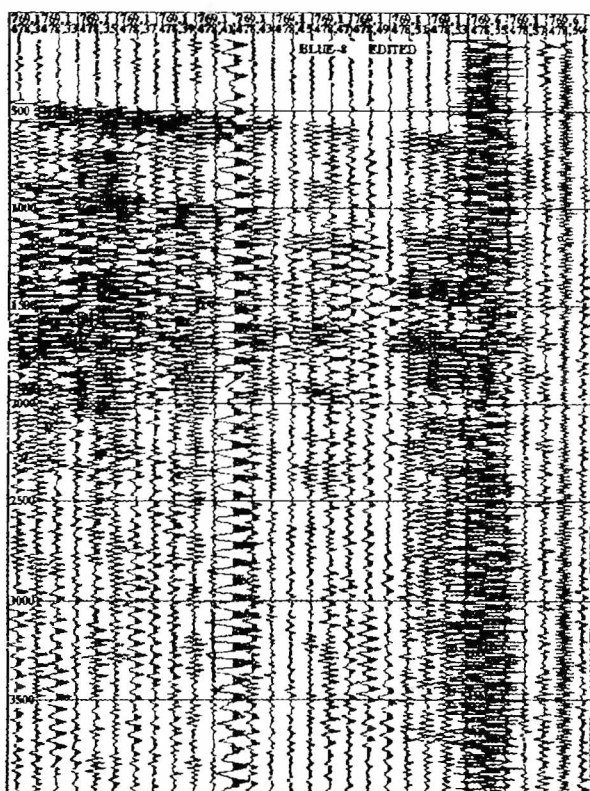


Рис. 7.4. Та же запись, что и на рис. 7.3, но после адаптивной фильтрации.

Алгоритм вертикального “порогового” суммирования можно вкратце описать как суммирование записей с предварительной автоматической регулировкой усиления. Причем кривая регулировки для каждой подсуммируемой трассы запоминается и из них вычисляется осредненная кривая для восстановления временной амплитудной характеристики просуммированной трассы. Пример такого рода суммирования (известного как diversity stack) приведен на рис.7.5.

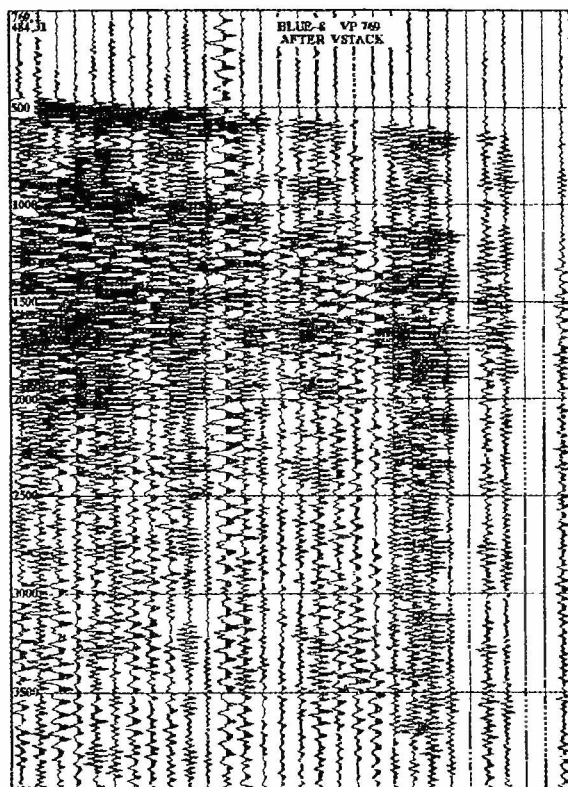


Рис. 7.5. Тот же пункт возбуждения, что и на рис. 7.3, но после редакции, фильтрации и вертикальной суммы.

После выполнения вертикального суммирования основным фактором, учитывавшемся в процессе обработки, является геологическая особенность района работ. А именно: отсутствие субгоризонтально залегающих осадочных толщ. Напротив, геологический разрез [Melezhik et al., 1995] демонстрирует наличие крутопадающих зон тектонических нарушений и контактов протерозойских осадочно-вулканогенных толщ. При такой геологической ситуации получение стандартного суммарного разреза ОГТ (с применением только поправок НМО) может рассматриваться лишь как промежуточная стадия для выявления общих тенденций поведения сейсмических границ на таком разрезе. Следует иметь в виду, что поправки НМО, рассчитанные в предположении горизонтальности отражающих границ, будут делать суммарный разрез акцентированным лишь на такие горизонтальные (или близкие к таковым) границы [Tucker, 1982]. Другими словами, традиционное суммирование ОГТ “подчеркивает” отражения с определенными углами наклона и подавляет все прочие, работая как фильтр углов наклона отражателей и подавляя, таким образом, латеральную разрешающую способность.

На сегодняшний день известно два альтернативных подхода для выявления крутопадающих сейсмических границ при обработке материалов ОГТ. Первый из них связан с вводом кинематических поправок, рассчитанных с учетом наклона отражающих границ, так называемых поправок ДМО (от английского Dip Move Out), с последующим суммированием по ОГТ и миграцией (Post-stack migration). Вторым альтернативным решением является применение процедуры миграции исходных сейсмозаписей (Pre-stack migration).

В настоящей работе применялись оба этих метода для контроля и исключения ошибок в ходе обработки. Причем вначале был получен мигрированный разрез по исходным записям для постоянной скорости в среде ( $V=6400$  м/с). Затем, с целью уточнения скоростных характеристик среды, было выполнено ДМО и проведен скоростной анализ.

Остановимся более подробно на методике ДМО. Дикс [Dix, 1955] и Левин [Levin, 1971] показали, что в случае постоянной скорости в среде, наклонный отражатель будет иметь скорость  $V_{\text{НМО}}$  по отношению к

реальной скорости:  $V_{\text{НМО}} = \frac{V}{\cos \theta}$ , где  $\theta$  - угол наклона отражателя.

Традиционное НМО и последующее суммирование делает возможным применение лишь одного  $V_{\text{НМО}}$  для каждой отдельной ОГТ и временного отсчета. Таким образом, выбор  $V_{\text{НМО}}$  эквивалентен выбору оптимально просуммированному углу наклона  $\theta$  для данной ОГТ и времени.

Девид Хейл [Hale, 1984] определяет НМО и ДМО следующим образом:

$$\text{НМО} \rightarrow P_n(t_n, y, h) \equiv P(\sqrt{t_n^2 + 4h^2 / V^2}, y, h),$$

$$\text{ДМО} \rightarrow P_o(t_o, y, h) \equiv P_n(\sqrt{t_o^2 + 4h^2 \sin^2 \theta / V^2}, y, h),$$

где  $P(t, y, h)$  обозначает сейсмограммы, зарегистрированные как функции времени  $t$ , срединной точки  $y$ , и половины выноса  $h$ . Причем соотношение между временем НМО  $t_n$  и временем на нулевом выносе  $t_o$

будет  $t_n = \left( t_o^2 - \frac{4h^2 \sin^2 \theta}{V^2} \right)^{1/2}$  Таким образом, Хейл предлагает

воспринимать НМО как преобразование от зарегистрированного времени  $t$  ко времени НМО  $t_n$ ; ДМО затем преобразует время  $t_n$  ко времени нулевого выноса  $t_o$ . Зачем нужно разбивать процедуру ввода кинематических поправок на две части, когда хорошо известна формула ввода НМО для

случая наклонных границ  $t = \left( t_o^2 + \frac{4h^2 \cos^2 \theta}{V^2} \right)^{1/2}$  ? Оказывается [Hale,

1984], что ДМО может быть выполнено без знания скорости в среде  $V$  и углов наклона  $\theta$ . При этом для НМО по-прежнему отводится роль процесса выявления скорости. Как это осуществлялось на практике с применением обрабатывающей системы "ProMAX 6.0"? В потоке обработки ДМО обычно следует за автоматической коррекцией статики и вводом НМО поправок. Более того, скорости, используемые для расчета НМО, должны быть независимы от углов наклона отражающих границ (т.е. в предположении их горизонтальности). Оценка значений этих скоростей без применения вначале ДМО может вызвать затруднения, поэтому использовалась следующая промежуточная последовательность:

- сортировка по общему выносу;

- НМО с использованием априорного знания скорости (в нашем случае - 6400 м/с);

- ДМО по общему выносу с использованием F-K алгоритма;
- ввод обратных поправок НМО;
- сортировка по ОГТ;
- скоростной анализ в интерактивном режиме с использованием панелей скоростного спектра и сканирования по скоростям.

По завершению скоростного анализа процесс обработки продолжался следующим образом:

- сортировка по общему выносу;
- НМО с использованием полученных значений скорости на первом этапе;
- ДМО;
- сортировка по ОГТ;
- суммирование по ОГТ.

Полученные с применением ДМО значения скоростей можно использовать и для выполнения миграции временного разреза как до получения суммы ОГТ, так и после.

Алгоритм применявшейся миграции может быть отнесен к типу миграции по волновому фронту [Gazdag, Sguazzero, 1984]. Смысл этого алгоритма проще рассмотреть для случая совмещенного приемника и источника сейсмических колебаний. Возьмем любой отсчет (событие) на сейсмотрассе и “раскидаем” его вдоль линии волнового фронта с наибольшим временем в точке данного отсчета. В случае постоянной скорости этот волновой фронт будет являться полуокружностью с центром в точке приема-излучения. Теперь повторим этот процесс для каждого отсчета каждой сейсмотрассы. Результатом станет мигрированный разрез. Действительное глубинное строение на таком разрезе создается за счет конструктивной и деструктивной интерференции между различными волновыми фронтами.

Процесс миграции данных с разнесенным источником и приемником отличается лишь формой траектории “раскидывания” отсчетов исходных трасс. В этом случае она будет иметь вид полуэллипса с центром в точке возбуждения и приема. Ширина “раскидывания” или апертура является довольно важным параметром, влияющим на интенсивность порождаемых артефактов, или “улыбок” миграции. В нашем случае использовался алгоритм миграции с переменной (от времени) апертурой. Помимо меняющейся апертуры, для ослабления “улыбок” миграции, применялись весовые коэффициенты, обратно пропорциональные величине апертуры.

Результатом сейсмических работ на профиле КОЛА ОГТ-92 являются временной (рис.7.6) и миграционный (рис.7.7) разрезы земной коры.

### *7.3. Сейсмогеологические результаты*

Глубинное строение Северной зоны Печенгской структуры представляет особый интерес в связи с перспективами дальнейших поисков и разведки медно-никелевых месторождений. Подчеркнем, что здесь сосредоточено более 70% всех никеленосных интрузий и все промышленные месторождения района. По данным бурения скважины СГ-3 удалось уточнить углы падения Северного крыла мульды, которые достигают 50°. В зоне контактов контрастных по физическим свойствам пород “продуктивной толщи” или ждановской свиты по разрезу скв. СГ-3 зафиксированы зоны вторичных изменений и деформаций [Кольская сверхглубокая, 1984]. Кровля и подошва этой толщи, вскрытые скважиной СГ-3 на глубине 1.06 и 2.8 км, уверенно коррелируются на сейсмическом разрезе КОЛА ОГТ-92. С глубиной “продуктивная толща” не выклинивается, а моноклинально погружается в сторону Порьяташского



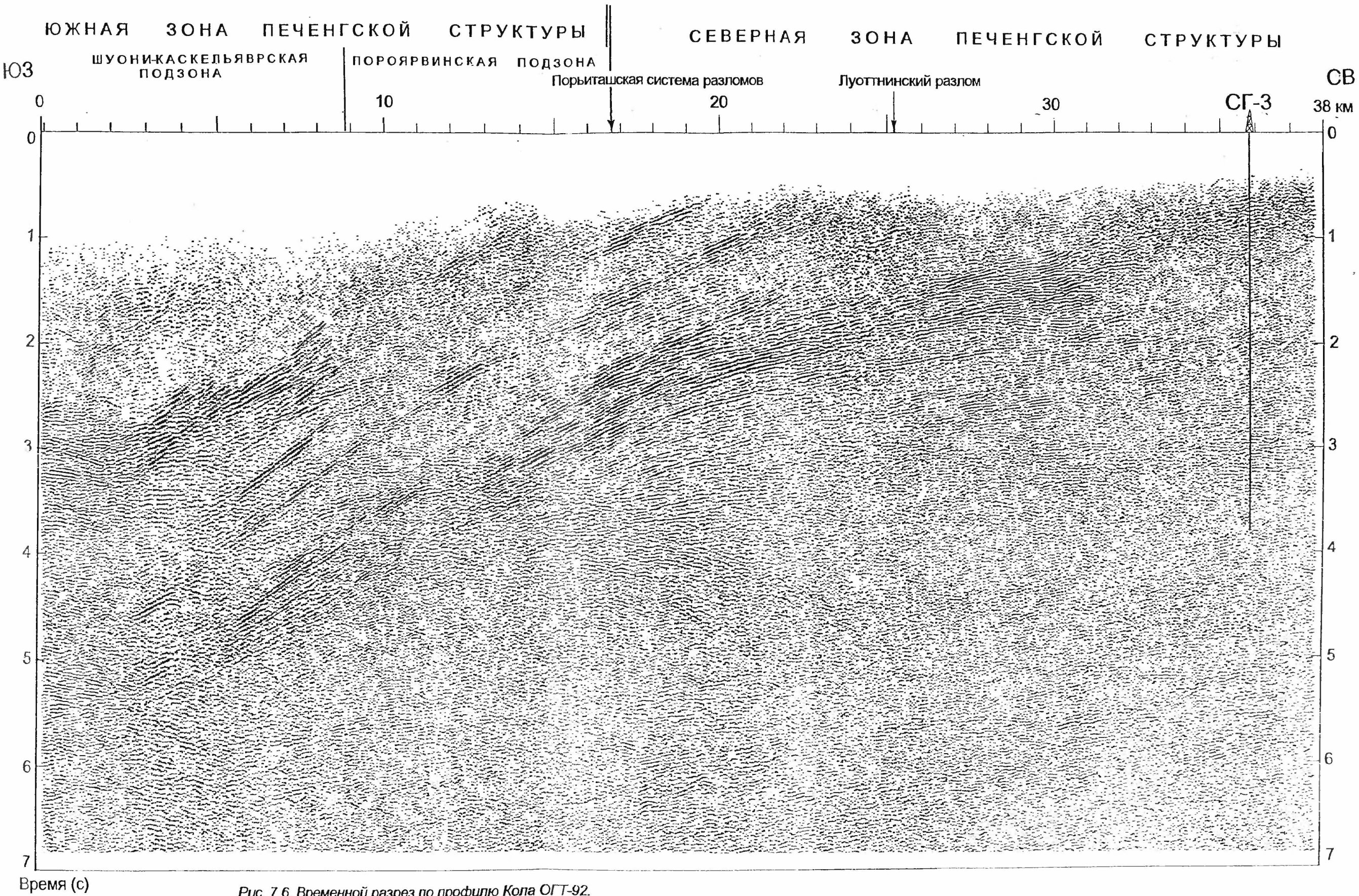


Рис. 7.6. Временной разрез по профилю Кола ОГТ-92.



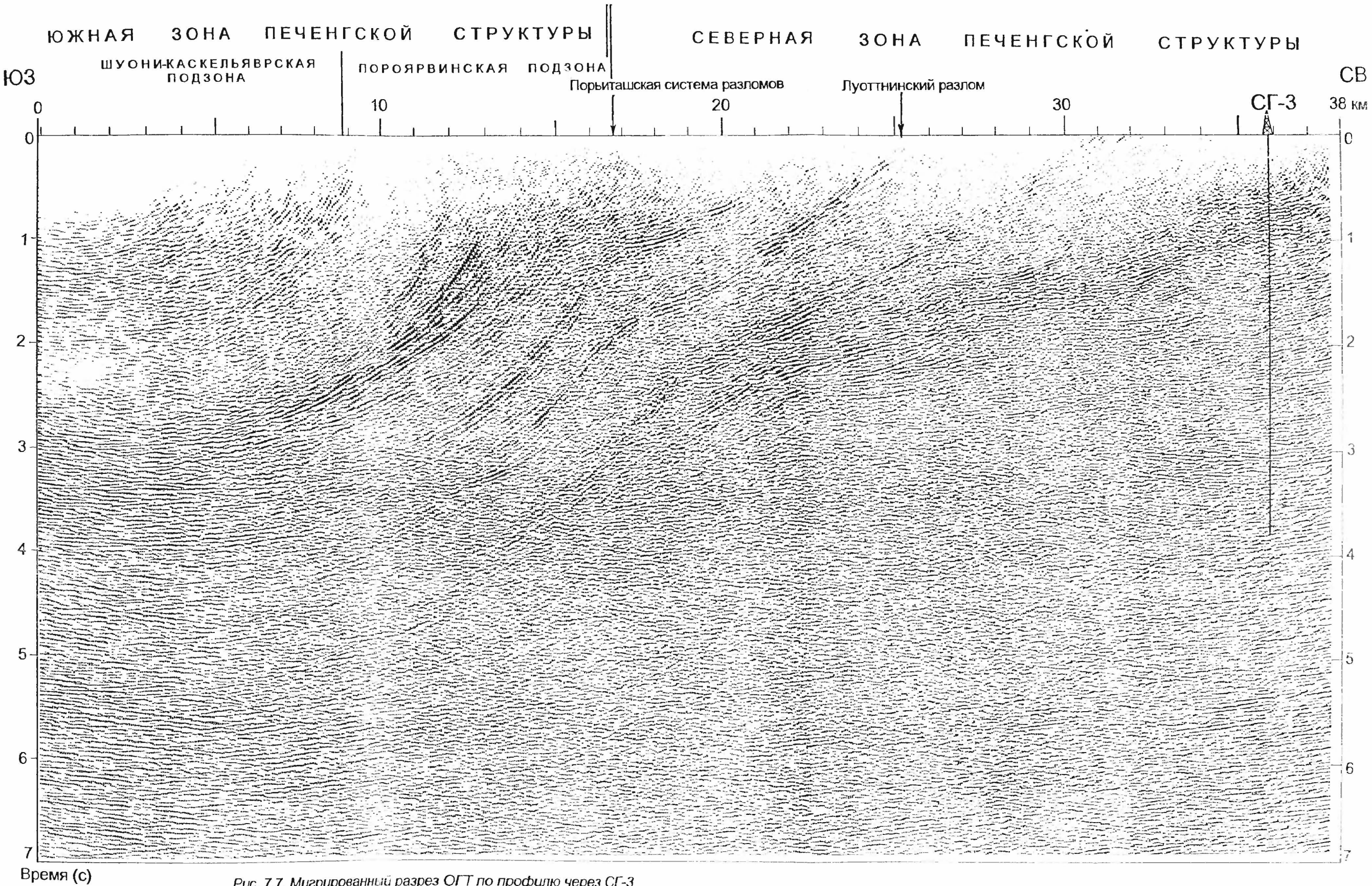


Рис. 7.7. Мигрированный разрез ОГТ по профилю через СГ-3 и зону Порьиташского разлома (Копа ОГТ-92).

разлома, ограничивающего распространение пород к югу (рис.7.6,7.7). Глубина погружения подошвы продуктивной толщи вблизи Порьиташского разлома достигает 7 км (рис. 7.7) Сверху ее перекрывают вулканиты свиты матерт, которая наращивает мощность при движении по профилю на юг от 1 км в районе скв. СГ-3 до 5 км вблизи Порьиташского разлома.

Эти закономерности наиболее наглядно можно наблюдать на рис.7.8, где представлен второй вариант миграционного разреза профиля КОЛА ОГТ-92. На разрезе приведены все отражатели, какие удалось найти на исходных сейсмических записях (около 7000). Снимались времена и углы наклона каждой отражающей площадки. По этим данным можно определить сейсмический снос и истинный угол наклона, т.е. истинное положение отражателя. Во время сжатия данных проведена разбраковка на отличные, хорошие и плохие отражатели. Полученная на рис.7.8 миграция только выделенных отражающих элементов, а не всего волнового поля, свободна от "улыбок миграции".

На северном участке профиля КОЛА ОГТ выделяются непротяженные фрагменты, отражающих границ в нижележащих образованиях карельского и кольско-беломорского комплексов (рис.7.7,7.8,7.9). Отражения фиксируются при относительно согласном залегании пород нижнего (архейского) этажа с вышележащими породами карельского комплекса. На мигрированном сейсмическом разрезе (рис.7.1,7.8,7.9) прослеживается непротяженная наклонная отражающая граница, для которой в интервале глубин 4.6-4.9 км в скв. СГ-3 установлено наиболее существенное понижение скорости продольных волн от 6.7 до 5.6 км/с. Этому интервалу разреза скв. СГ-3 соответствует смена типа метаморфизма, а также тектонически ослабленная зона.

Наблюдаемое на разрезе ОГТ на временах 2-3 с (рис.7.6) изменение структуры волнового поля соответствует положению в разрезе наклонной сейсмической границы между породами карельского (ранне-протерозойского) и кольско-беломорского (позднеархейского) комплексов. Эта граница погружается к югу с 6.8 км в районе скв. СГ-3 до 10 км в районе Порьиташского разлома. Карельский комплекс достигает здесь максимальной мощности, но сама граница не может быть четко опознана на сейсмическом разрезе.

Менее определенно прослеживаются сейсмические границы, расположенные ниже карельского комплекса. Рассмотрим, например, природу отражающих площадок с короткими осями синфазности, фиксируемыми в районе скважины СГ-3 на глубине 8.2-8.8 км (рис.7.7,7.9). Скважиной в этом интервале вскрыта средняя часть второй толщи архейского комплекса, которая характеризуется максимальной насыщенностью амфиболитами (до 40% разреза) [Кольская сверхглубокая, 1984]. Для этого интервала мощностью около 0.6 км, по данным ВСП, установлена максимальная для гранито-гнейсовых образований скорость продольных волн (6.5 км/с на фоне 6.1-6.2 км/с). Поэтому мы связываем эти отражающие площадки с горизонтом амфиболонасыщенности.

Сложная купольно-блоковая структура архейского комплекса исключает присутствие в разрезе сколько-нибудь протяженных горизонтов. Отражающие площадки (2.2-4.5 с) на глубине 7-15 км (рис.7.7,7.9) характеризуются короткими осями синфазности и имеют значительный разброс по глубине. Разрез ВСП архейского комплекса скв. СГ-3 содержит два интервала с относительно низкой скоростью на глубине около 7 и 10.5 км. Оба они приурочены к зонам разрывных нарушений. Установлено, что часть пор в породах заполнена сильно минерализованным флюидом [Кольская сверхглубокая, 1984]. На сейсмическом разрезе (рис.7.7,7.9) для этих интервалов глубин отмечено ступение отражающих площадок.

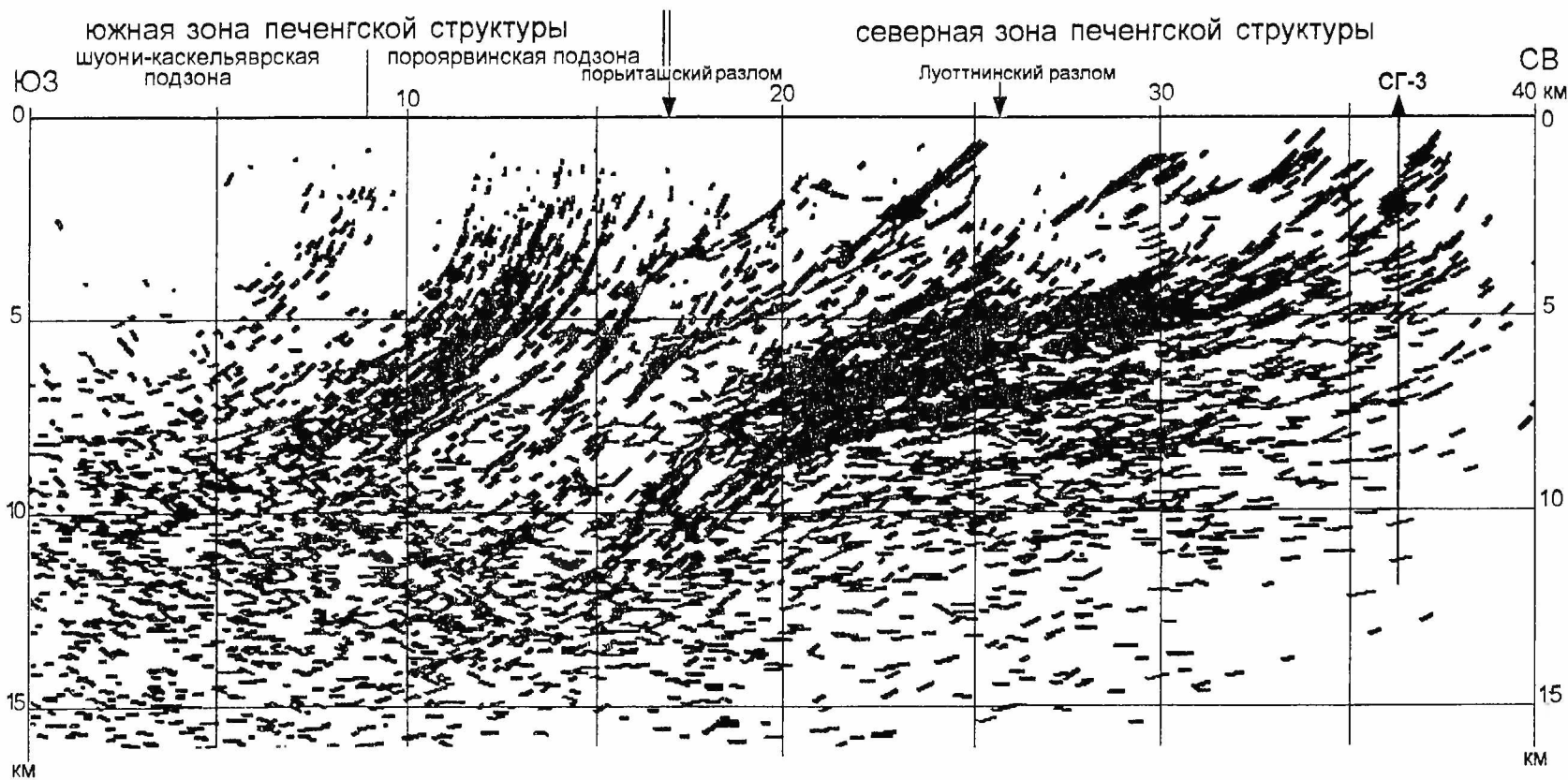


Рис. 7.8. Результат "индивидуальной" миграции отражающих площадок с исходных записей.

Рис. 7.8. Результат "индивидуальной" миграции отражающих площадок с исходных записей.



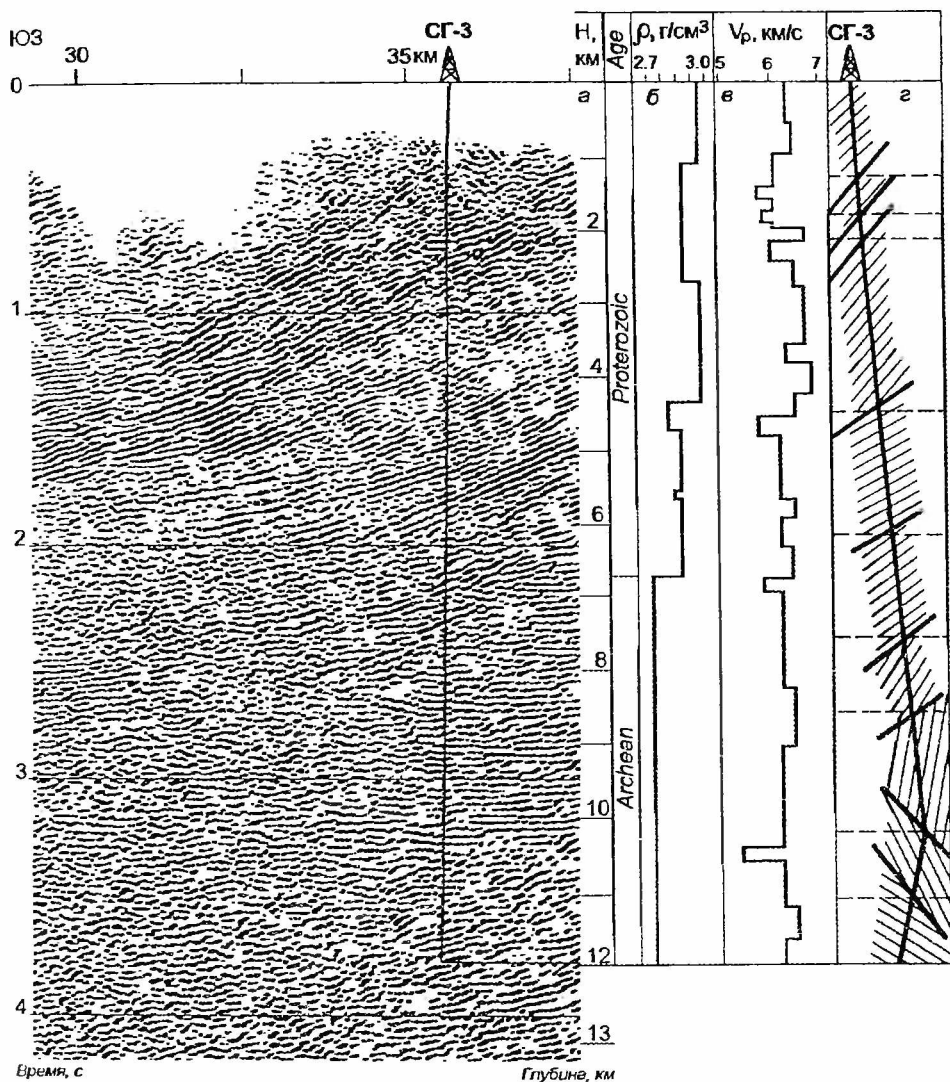


Рис. 7.9. Сопоставление данных сейсморазведки, плотностных и упругих свойств горных пород по скв. СГ-3.

а - северная часть мигрированного разреза по профилю КОЛА ОГТ-92 (см. рис. 7.7); б - график распределения плотности  $\rho$  горных пород; в - график скорости продольных волн по данным ВСП; г - обобщенная модель скоростной анизотропии (см. гл2, рис. 2.10).

Миграционный сейсмический разрез ОГТ продемонстрировал наличие субгоризонтальных или слабонаклоненных на северо-восток отражающих границ на глубине 7-5 км (рис.7.7,7.9). Сопоставление этого разреза на участке бурения Кольской скв. СГ-3 с результатами ВСП и обобщенной моделью скоростной анизотропии (рис.7.9) позволяет предположить связь этих границ с тектонически ослабленными зонами, вероятно, анизотропией и зонами флюидного заполнения.

В верхней части разреза северного участка профиля присутствуют крутонаклонные сейсмические границы, соответствующие Мехтьярвинской, Ортайвинской, Луоттнинской, Порьяташской (рис.7.7,7.8) зонам тектонических нарушений, которые во многом определяют глубинное строение Северной зоны Печенгской структуры [Загородный, Радченко, 1988; Магматизм..., 1995]. Хорошо выделяемый на разрезе Луоттнинский разлом делит Северную зону на северную и центральную части.

Главную роль в строении Печенгской структуры играет Порьяташская система разломов, которая делит ее на Северную и Южную разновозрастные структурно-формационные зоны. На сейсмическом разрезе профиля КОЛА ОГТ наблюдается резкое изменение структуры волнового поля при переходе от Северной зоны к Южной (рис.7.6,7.7,7.8). Породы Южной зоны (Пороярвинская подзона), примыкающие к Порьяташской системе разломов, имеют очень крутые углы падения на юг. Крутонаклонные границы прослеживаются от поверхности до 5 с, постепенно выполаживаясь на глубине 12-15 км. В пределах Пороярвинской подзоны фиксируется система параллельных сближенных между собой разломов-взбросов, по которым южный блок воздымается относительно северного. Породы южного блока имеют более молодой возраст, чем породы северного, и перекрывают залегающие глубже породы северного блока [Магматизм..., 1995].

Самый южный участок профиля КОЛА ОГТ пересекает подзону гранитных куполов Шуони-Каскельярв. На разрезе (рис.7.7) хорошо выделяются отражающие площадки на временах 0.4-1 с на этом участке профиля. Их, вероятно, можно связать с подошвой гранитного батолита, мощность которого не превышает 3 км, т.к. на больших временах наблюдается спокойная структура волнового поля. Гранитные батолиты, возможно, были сорваны с основания и частично перемещены на северо-восток. Их надвигание на Пороярвинскую подзону хорошо видно и на геологической карте (гл.1, рис.1.5).

В заключение отметим, что глубинный сейсмический разрез земной коры, построенный нами по профилю КОЛА ОГТ, отражает сложное взаимоотношение породных комплексов Северной и Южной зон Печенгской структуры. В результате изучения данных бурения скважины СГ-3 и сейсмических материалов по профилю КОЛА ОГТ, пересекающему Северную и Южную зоны с выходом на скв. СГ-3, удалось существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении Печенгского района. К настоящему времени для этого района установлено:

1. Северная зона имеет однокрылое мультислойное строение. В центральной или ядерной части мощность пород достигает 10 км.
2. Вулканиды свиты матерта наращивают мощность с севера на юг, где они слагают 5 км.
3. Ждановская (продуктивная) свита моноклинально погружается в сторону Порьяташского разлома, где ее подошва залегает на 7 км.
4. Выделяются непротяженные фрагменты субгоризонтальных отражающих границ в нижележащих свитах протерозойского и архейского комплексов. Они связаны чаще всего с тектонически ослабленными зонами, вероятно, анизотропией и зонами флюидного заполнения.

5. На разрезе коррелируются крутонаклонные сейсмические границы, соответствующие известным тектоническим нарушениям, которые осложняют строение Печенгской структуры. Порьяташская зона разломов прослеживается до глубины 15 км.

6. Южная зона, которая включает Пороярвинскую и Шуони-Каскельярскую подзоны, имеет отличное строение от Северной. Породы Пороярвинской подзоны падают на юг под углом  $70^\circ$ , постепенно выполаживаясь на глубине 12-15 км. Шуони-Каскельярская подзона купольных структур характеризуется маловыразительной структурой волнового поля.

## **Литература**

Галдин Н.Е., Егоркин А.В., Зюганов С.К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Пулоньга-Ручьи // Геотектоника. 1988, № 4. С.30-44.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1988. 109 с.

Караев Н.А., Смитсон С. Многокомпонентные сейсмические исследования в районе Кольской сверхглубокой скважины // Геофизика, 1995, No 1. С.32-40.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Отв. ред. Е.А.Козловский. М., Недра, 1984. 490 с.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Отв. ред. Ф.П.Митрофанов, В.Ф.Смолякин, Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1995. 255 с.

Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Anderson R.G. and McMechan G.A. Noise-adaptive filtering of seismic shot records: Geophysics, 1988, Vol. 53, No 5. P. 638-649.

Dix C.H. Seismic velocities from surface measurement // Geophysics, 1955, Vol. 20. P. 68-66.

Gazdag I., Sguazzero P. Migration of seismic data // Preocceedings of the IEEE. 1984, Vol. 72, No 10. P. 34-61.

Hale D. Dip-moveout by Fourier transform // Geophysics, 1984, Vol. 49, No 6. P. 741-757.

Levin F.K. Apparent velocity from dipping interface reflections // Geophysics, 1971, Vol. 36. P. 510-516.

Melezhik V.A., Sturt B.A., Mokrousov V.A., Ramsay D.M. et al. The Early Proterozoic Pasvik-Pechenga Grenstone Belt: 1:200 000 geological map, stratigraphic and revision of stratigraphic nomenclature. Nor. geol. unders. Special Publ., 1995, No 7. P. 81-91.

Smythe D.K., Smithson S.B., Gillem C., Humphreys C. et al. Project Images Crust, Collects seismic data in world's Largest Borehole // Eos, Transactions, American Geophysical Union, 1994, Vol. 75, No 41. P. 473-476.

Tucker P. M. Pitfalls revisited: Tulsa, Soc. of Expl. Geophys., 1982. 386 p.

# Глава 8. СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРА БАЛТИЙСКОГО ШИТА

---

## 8.1. Исходные данные

Непрерывное развитие методов обработки, получение новых экспериментальных материалов - все это вносит постоянные коррективы в существующие сейсмические построения. Маршруты МОВ, ГСЗ, отработанные в прошлые годы по системе непрерывного профилирования, до сих пор представляют для интерпретации исключительно большой интерес из-за полноты системы наблюдений, надежности выделения глубинных волн разного типа и будут еще неоднократно пересмотрены. При работах МОВ, ГСЗ надежная информация о строении земной коры получена вдоль профилей путем построения двухмерных разрезов. В то же время при сложной тектонике обычных профильных наблюдений недостаточно.

Новый этап интерпретации и переинтерпретации материалов связан с переходом к трехмерному изучению среды, и такая методика разрабатывается [Треусов и др., 1993; Крылов и др., 1993; Bugmakov et al., 1991; Минц и др., 1994]. Результаты сопоставления данных пространственной интерпретации и профильных наблюдений ГСЗ на Балтийском шите показали [Шаров, 1993], что трехмерные модели дополняют и расширяют полученную информацию на разрезах ГСЗ. Распределения значений скоростей на совокупности срезов характеризуют переход от одного блока к другому и помогают проследить простирания поверхностных и глубинных структур в их скоростных параметрах. Для создания базы сейсмических данных потребуются экспериментальные значения времен прихода продольных и поперечных волн от источников на регистрирующие станции, расположенные по площади, и координаты источников и приемников.

В районе Финской Лапландии и на северо-западе Кольского полуострова проведены профильные и площадные наблюдения ГСЗ, МРС с использованием сигналов от специальных сейсмических, промышленных взрывов и пневмоисточников (рис.8.1). Эти данные могут служить основой для решения томографической задачи по построению скоростной трехмерной модели земной коры региона. На Печенгско-Аллареченской площади ГПП "Невскгеология" в 1988-1993 гг. выполнены работы МРС-МОВЗ с регистрацией как землетрясений, так и взрывов различного генезиса. Удаления от источника составляют 1-250 км, что обеспечивает изучение строения земной коры на всю ее мощность. Имеющиеся в нашем распоряжении данные ГСЗ-МРС (МОВЗ) слиты в единую матрицу, которая уже включает более 2500 лучей по Р- и более 1500 S-волнам и служит основой для дальнейшего сбора сейсмической информации при построении объемной модели глубинного строения региона.

На первом этапе для построения томографической модели нами выбран детальный участок (рис. 8.1) сейсмических наблюдений в районе Кольской сверхглубокой скважины. На трехкомпонентных сейсмограммах по взрывам с четкими фазами в области первых вступлений Р-волн и удовлетворительно выделенными S-волнами построены сводные годографы Р- и S-волн для участка Печенгского района (рис.8.2). На расстояниях 1-10 км при регистрации от северных и западных пунктов взрывов выделяются волны в первых вступлениях со скоростью Р-волн 5.1-5.3 км/с и S-волн 2.9-3.1 км/с. На расстояниях 10-70 км прослеживаются в первых

вступлениях преломленно-рефрагированные волны  $V_p = 6.2$  км/с,  $V_s = 3.6$  км/с. Разброс значений скорости от среднестатистической составляет для Р-волн 5%, а S-волн - 8%. Эти значения свидетельствуют о наличии в верхней части земной коры скоростной неоднородности.

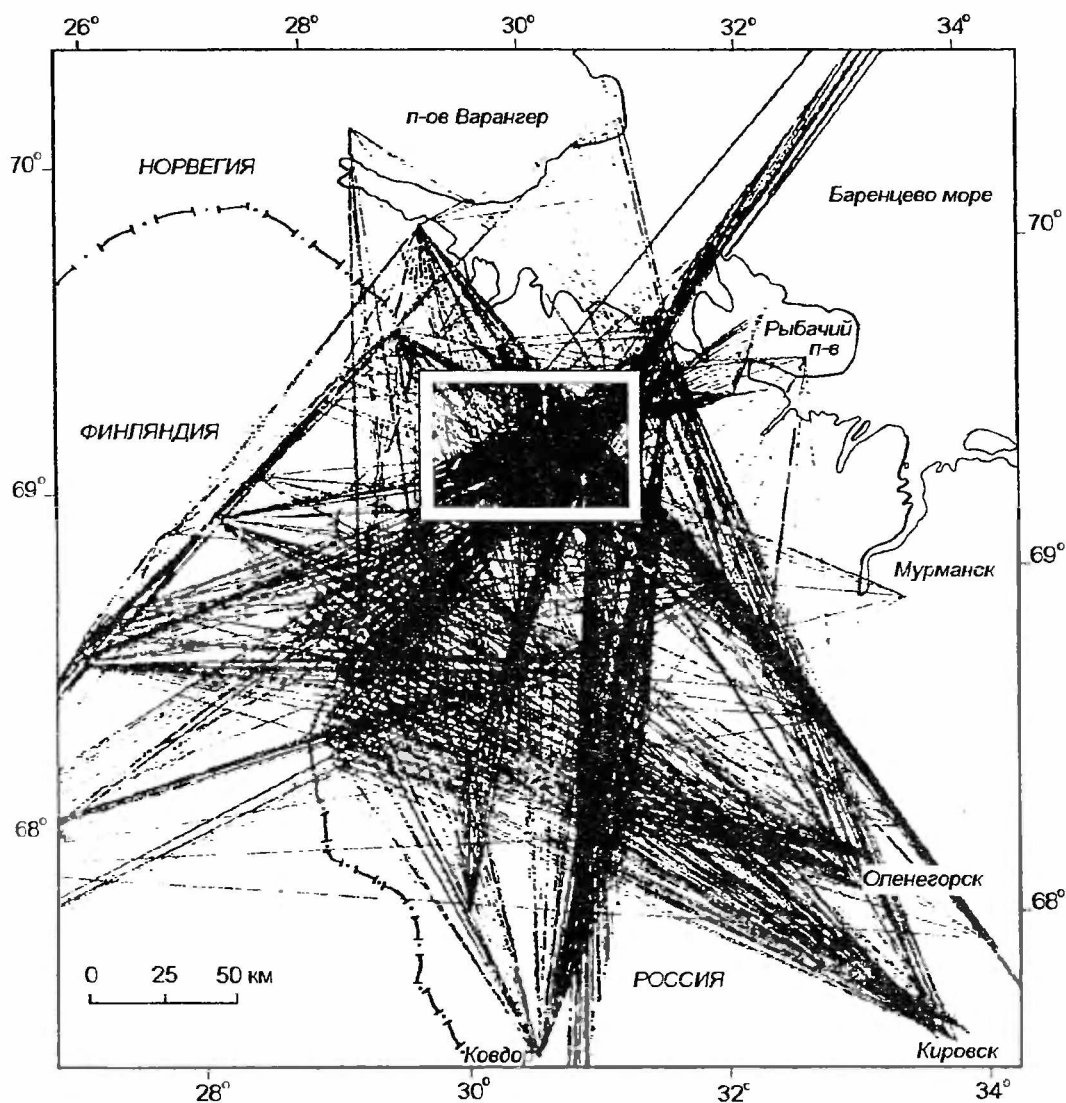


Рис. 8.1. Схема сейсмической изученности Финской Лапландии и северо-запада Кольского полуострова в лучевом варианте.

*Белый квадрат - детальный участок Печенгского района.*

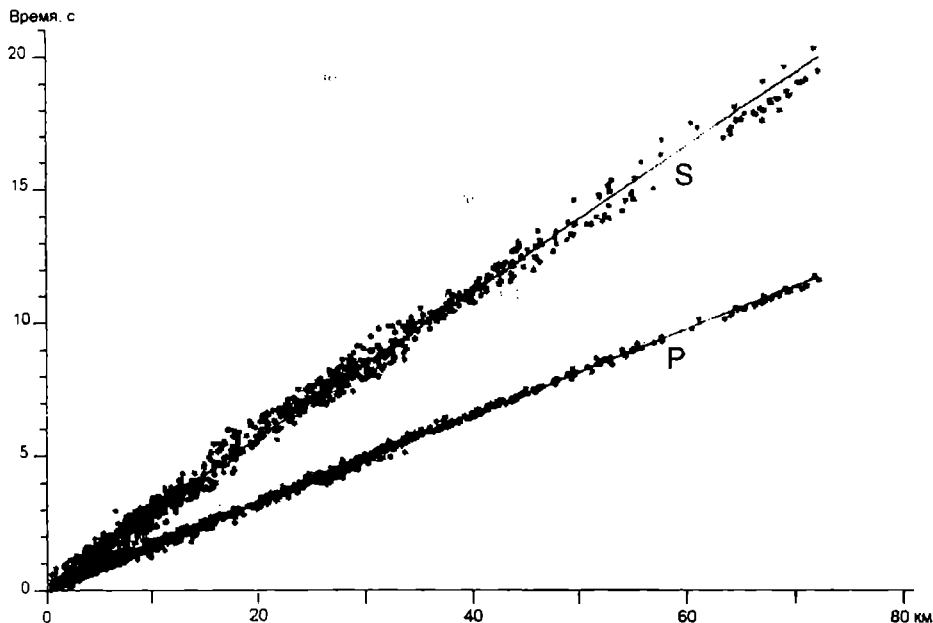


Рис. 8.2. Годографы продольных (P) и поперечных (S) волн детального участка Печенгского района.

### 8.2. Методика трехмерной инверсии

Для определения пространственного распределения скорости использовался сейсмотомографический подход, основанный на интерпретации первых вступлений объемных P- и S-волн. Как хорошо известно, томографическая обработка состоит из двух взаимодополняющих друг друга этапов: решения прямой и обратной задачи. Решение прямой задачи состоит в расчете траекторий и времен пробега волн, образующих первые вступления, для некоторой опорной наперед заданной скоростной модели. На стадии решения обратной задачи, невязки между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега используются для расчета поправок к опорной скоростной модели. В связи с тем, что обратная задача решается в линеаризованной постановке, это подразумевает слабые отличия между опорной и реальной средами, а если быть более точными - между теоретическими и реальными лучами. Таким образом, для получения качественного томографического решения одинаково важны обе процедуры: высокоточный расчет времен и траекторий лучей в сложнопостроенных средах и эффективное обращение временных невязок в скоростное распределение. Существует достаточно много подходов как для решения прямой, так и обратной задачи. В нашей работе использовался пакет программ сейсмотомографии FIRSTOMO (предыдущее название - DOGSTOMO) [Дитмар, Рослов, 1993; Ditmar, Roslov, 1993], как один из наиболее проработанных в данном направлении продуктов. Сейсмотомографическая обработка велась в течение 1992-1996 годов в тесном контакте с авторами пакета, что также положительным образом сказалось на развитии пакета FIRSTOMO.

Рассмотрим, как решаются прямая и обратная задачи в пакете программ FIRSTOMO. На этапе решения прямой задачи опорная среда может быть определена как одномерная или двух-трехмерная скоростная модель. Под одномерной скоростной моделью подразумевается определение скорости, как функцию глубины, заданной практически на неограниченном количестве горизонтальных слоев. Скорость в каждом слое может быть постоянной, иметь положительный или отрицательный градиент. Данное

представление позволяет с высокой точностью аппроксимировать практически любую одномерную функцию скорости. В двух-трехмерном случае скорость определяется на плоской или объемной сетке таким образом, что ее величина в каждой ячейке сетки считается постоянной. Максимально возможное количество ячеек зависит от оперативной памяти используемого компьютера и при стандартных конфигурациях ориентировочно составляет сотни тысяч единиц. Методика лучевого трассирования также зависит от типа опорной среды. В случае одномерной скоростной модели расчет лучевых траекторий производится методом пристрелки, а при двух-трехмерном начальном скоростном распределении для этой цели используется метод расчета волновых фронтов.

Обратная задача, как известно, имеет не только неединственное решение, а, вообще говоря, бесконечное множество решений. Поэтому существуют различные подходы, позволяющие выбрать из всего множества решений только одно, отвечающее определенному физическому принципу. В пакет программ FIRSTOMO заложен выбор между следующими подходами:

- метод обратного проецирования;
- метод наименьших квадратов с регуляризацией;
- метод поиска наиболее гладкого решения.

Каждый из этих методов имеет свои преимущества и недостатки. Решения, полученные по первым двум методам, зависят от количества ячеек, используемого для разбиения среды, что представляется нелогичным с физической точки зрения. Третий метод иногда порождает очень устойчивые ложные аномалии, которые трудно отличить от реальных. В случае густой и равномерной сети наблюдения, а стало быть и высококачественной карты лучей, все методы дают примерно одно и то же решение. Если же система наблюдения неравномерная, выбор метода решения обратной задачи оказывает решающее значение. В данной работе предпочтение было отдано методу поиска наиболее гладкого решения [Ditmar, 1993].

После получения сейсмотомографического решения важнейшим вопросом становится оценка его качества. Пакет программ FIRSTOMO предлагает следующие процедуры оценки качества полученного решения:

- расчет строки и столбца матрицы разрешения;
- проведения теста чувствительности используемой системы наблюдений к искусственным аномалиям заданного размера и местоположения. (sensitivity test) [Spackman, 1991; Spackman et al., 1993].

Полученное объемное решение может быть выведено на экран и сохранено в цифровом и графическом виде (формат PCX) в произвольном вертикальном и горизонтальном сечении. Поддерживается также вывод в известные графические форматы, как-то Surfer, Colden Software Inc.

Для обработки данных использовалась серия персональных компьютеров IBM PC AT 286/386/486 - Pentium. В подавляющем большинстве случаев время расчетов находилось в разумных пределах - не более одного часа. Только при использовании трехмерной скоростной опорной модели вычисления заняли 8 часов процессорного времени компьютера Pentium/100.

### **8.3. Обсуждение результатов**

По данным о временах пробега объемных Р- и S-волн от взрывов, зарегистрированных на сейсмостанциях в Печенгском районе, по программе FIRSTOMO, была построена трехмерная скоростная модель района для площади 12000 км<sup>2</sup> до глубин порядка 15 км (детальный участок). Для решения

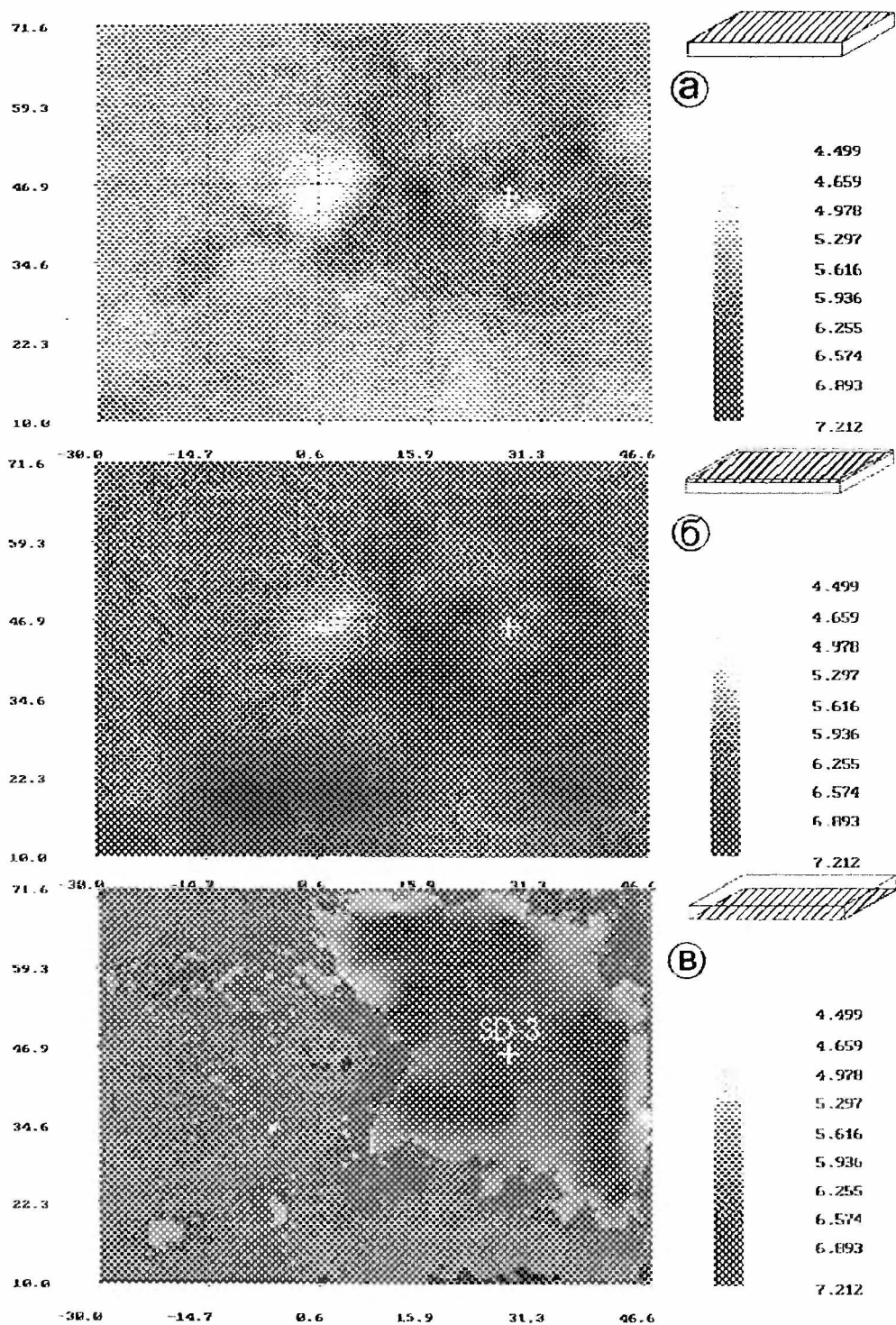


Рис. 8.3. Горизонтальные скоростные срезы Р-волн детального участка Печенгского района на глубинах:  
*а* -  $H = 0$  км; *б* -  $H = 1,6$  км; *в* -  $H = 7$  км.



обратной задачи используется процедура линеаризованной инверсии, в основе которой лежит предположение о линейной связи между скоростными аномалиями и вариациями времен пробега. На рис.8.3 представлены послойные срезы на разных глубинах для детального участка Печенгского района. Установлено, что на глубинах от 0 до 4 км скорость продольных волн аномально изменяется от 5.2 до 7.0 км/с. Отмечено несоответствие структурных планов изолиний скорости Р- и S-волн разных глубинных срезов. Так, на скоростных срезах на глубине 0 и 1.6 км (рис.8.3а,б) в северо-восточном участке площади (район скв. СГ-3) обнаруживаются высокие скорости Р-волн (6.6-6.7 км/с), а на срезе  $H = 7$  км такие скорости отмечены на востоке и юго-западной площади (рис.8.3в).

Внешняя граница Северной зоны Печенгской структуры хорошо проявляется в изолинии  $V_p = 5.7-5.8$  км/с на скоростном срезе  $V_p$   $H = 0$  (рис.5.2 - глава 5, и рис.8.3а); для Северной зоны в целом характерна скорость  $V_p = 6.0-6.4$  км/с, для Южной зоны -  $V_p = 5.5-5.7$  км/с. По данным ВСП, в Кольской скв. СГ-3 зафиксирована в "продуктивной" ждановской свите скорость  $V_p = 6.2$  км/с. Поэтому можно предположить, что в пределах Печенгской структуры рудопроявления могут быть связаны со скоростными аномалиями  $V_p = 6.1-6.2$  км/с.

При сопоставлении карт и разрезов по параметрам  $V_p$ ,  $V_s$  можно выделить участки с неконформными свойствами Печенгской структуры по этим параметрам. Для таких участков, например при повышении скорости продольных волн в северном приподнятом борту Печенгской структуры, не отмечено повышенных значений скорости поперечных волн. Установленные значительные различия рисунков изолиний скоростных разрезов по Р- и S-волнам по одному и тому же профилю могут стать основой для выделения зон повышенной проницаемости и напряженного состояния пород по параметру  $K = V_p/V_s$ , так как резкое отличие в скорости  $V_p$  и  $V_s$  при одинаковом минеральном составе, объемном весе и пористости может быть вызвано различной деформированностью пород.

Следует отметить, что результаты скоростного анализа ( $V_p$  и  $V_s$ ) являются предварительными, так как работа с массивом данных и их томографическая обработка продолжаются. При построении окончательного варианта карт и разрезов будут учтены результаты последних сейсмических наблюдений МРС, ГСЗ в 1995 году на юго-западе Печенгского района и на севере в зоне перехода суша-море. Сейсмотомографическая модель может стать основой построения объемной геологической модели земной коры Печенгской структуры и ее обрамления с выделением тех особенностей в глубинном строении, которые при комплексном анализе с другими методами определяют перспективность площадей для более детальных исследований.

## Литература

Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Пакет программ для моделирования и интерпретации времен пробега сейсмических волн "DOGSTOMO" // Международная научная конференция "Геофизика и современный мир", Москва, 9-13 августа 1993 г. М., 1993. С.227.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск, Наука. 1993. 199 с.

Милиц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника, 1994, № 6. С.3-22.

*Треусов А.В., Арефьев С.С., Борисов Б.А.* Томографическое исследование зоны Спитакского землетрясения // Физика Земли, 1993, № 5. С.23-27.

*Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

*Burmakov Yu.A., Kosminskaya I.P., Sharov N.V. et all.* Tomographic study of crustal velocity structure in southern Finland // Tectonophysics. 1991. Vol 189. P.29-35.

*Ditmar P.G.* Algorithm for tomographic processing of seismic data assuming smoothness of sought-for function. Izvestiya, Earth Physics, 1993, v.29. P.5-11.

*Ditmar P.G., Roslov Yu.V.* Non-linear tomographic inversion of seismic data. International Geophysical Conference SEG-93. Moscow August 16-19, 1993.

*Spackman W.* Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor, Geophys.J.Int. 1991. P.309-332.

*Spackman W., Suzan van der Lee, Rob van der Hilst.* Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 79, 1993. P.3-74.

# Глава 9. ОБЪЕМНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

## 9.1. Предварительные замечания

Печенгская структура как составная часть Печенга-Имандра-Варзутского пояса фигурирует во всех тектонических, геофизических и металлогенических обобщениях по Балтийскому щиту, но под разными названиями. Так, например, Г.И.Горбунов и др. выделяют на Кольском полуострове Печенга-Варзутскую структурно-формационную и одноименную металлогеническую зону и различают на ее северо-западном фланге два крупных рудных поля сульфидных медно-никелевых месторождений - Печенгское и Аллареченское [Структуры медно-никелевых..., 1978]. В.В.Проскуряков и С.В.Войцеховский (1990) объединяют эти поля в Печенгский рудный район. Т.В.Билибина и др. (1980) рассматривают их как две металлогенические зоны, входящие в одну структурно-формационную зону, М.В.Минц и др. (1990) - как два рудных района в пределах Печенгско-Аллареченской металлогенической области. Г.Гаал [Gaal, 1990] называет Печенгское рудное поле Печенгским металлогеническим районом и трактует его как составную часть свекофеннского пояса Печенга-Пасвик-Полмак, который распространяется на смежную территорию Норвегии.

В монографии "Кольская сверхглубокая" (1984) объемная геологическая модель Печенгской структуры и ее обрамления представлены в виде блок-диаграммы, которую составили В.С.Ланев и М.С.Русанов (рис.9.1 I). Они присоединились к мнению тех исследователей, которые рассматривали Печенгскую структуру как грабен-синклиналь, и пришли к следующим выводам об условиях залегания выполняющих ее осадочно-вулканогенных пород. В северной и центральной частях Печенгской структуры все маркирующие горизонты обладают сравнительно пологим центроклинальным падением в южных направлениях. Обратное северное падение, включая южное крыло, нигде не наблюдается. Максимальная мощность осадочно-вулканогенных пород устанавливается в центральной части Печенгской структуры и непосредственной близости от Порьяташского разлома, где она достигает 8 км. Породы Южной зоны сопоставимы с породами свит коласйоки и пильгуярви, но они гораздо сильнее рассланцованы и рассечены многочисленными продольными разломами, которые вмещают пластовые тела дацит-андезитовых порфириров. Эти разломы, судя по ступенчатому уменьшению силы тяжести, представляют собой систему параллельных ступенчатых взбросов с суммарной вертикальной амплитудой не менее 8 км (рис. 9.1 I).

Развивая плейттектоническую идею о Печенга-Имандра-Варзутском шовном поясе, как зоне коллизии двух архейских континентов, А.Бертельсен и М.Маркер [Berthelsen, Marker, 1986] выделили в Печенгской структуре три тектонических элемента (рис.9.1 II). Первый из них соответствует двум нижним свитам печенгской серии и образовался в рифтогенном грабене с сопутствующим базальтоидным вулканизмом. Второй элемент или две верхние свиты печенгской серии возник в обстановке медленно погружавшейся пассивной континентальной окраины. Наконец, третий элемент или южная зона Печенгской структуры представляет собой фрагмент примитивной островной дуги, ассоциированной с зоной субдукции вновь образованного океана. Вследствие продолжавшейся субдукции и полного поглощения океанической коры 2.0-1.9 млрд лет назад произошла коллизия островной дуги и пассивной континентальной окраины и раннепротерозойские вулканогенные и осадочные породы были надвинуты в виде серии чешуй на архейские породы Норвежско-Кольского блока. С некоторыми вариациями эта модель более детально разработана В.А.Мележиком и Б.Стюртом [Melezhik, Sturt, 1994].

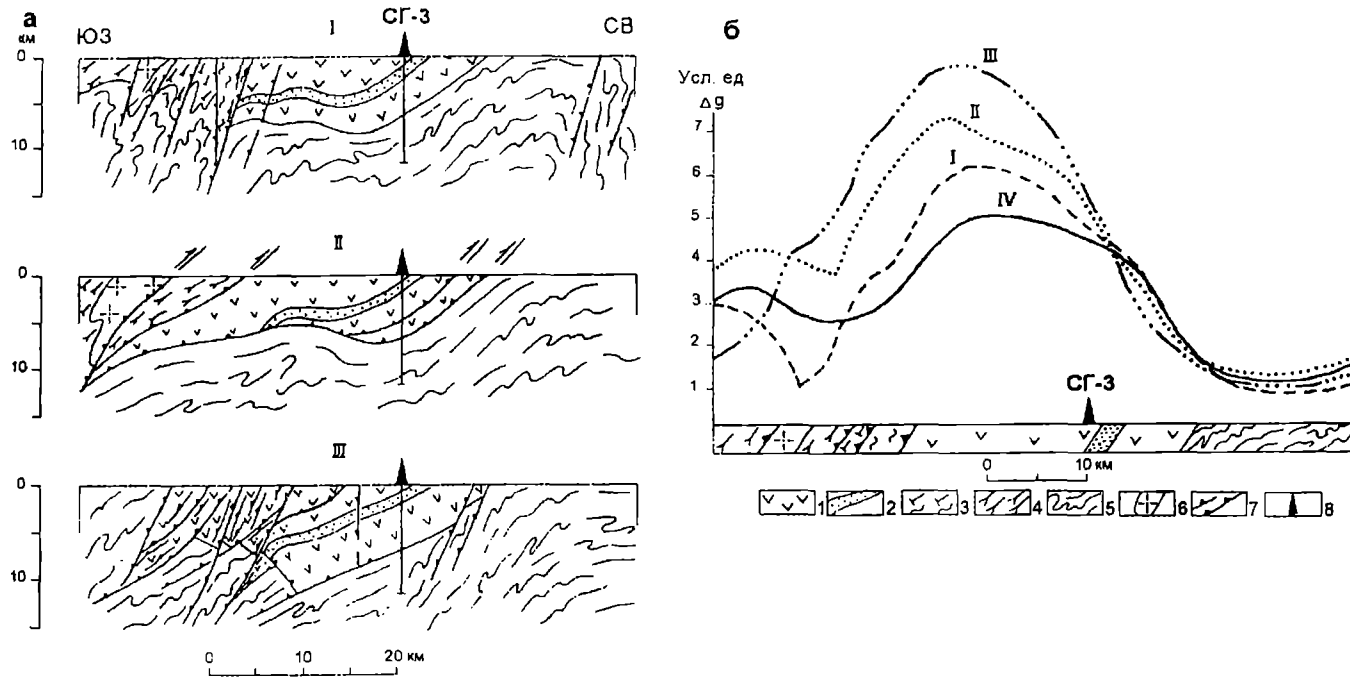


Рис. 9.1. Альтернативные модели глубинного строения Печенгской структуры в проекции на разрез через Кольскую сверхглубокую скважину (а) и сопоставление наблюдаемого и расчетного гравиметрических профилей (б). Составили: В.И.Казанский, К.В.Лобанов, Н.Н.Пиманова.

I - модель грабен-синклинали [Ланев, Русанов, 1984], II - модель коллизионной шовной зоны [Berthelsen, Marker, 1986], III - модель взрывного аппарата центрального типа [Петров, 1988]. 1-2 - Северная зона Печенги: 1 - метавулканогенные и метаосадочные породы, 2 - продуктивная толща; 3-4 - Южная зона Печенги: 3 - метавулканиды и метаандезиты, 4 - метавулканогенные и метаосадочные породы Тальинского блока; 5 - гнейсы, мигматиты и амфиболиты архейского комплекса (кольская серия); 6 - реоморфические граниты; 7 - разломы, 8 - Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3); I - III - расчетные гравиметрические профили: I - для грабен-синклинали, II - для коллизионной шовной зоны, III - для взрывного вулканического аппарата, IV - наблюдаемый гравиметрический профиль.

Прямо противоположную точку зрения о природе Печенгской структуры высказал А.И.Петров (1988). Он подчеркнул пространственную связь Печенгской структуры с обособленной гравиметрической аномалией и отнес ее к числу эксплозионных вулcano-тектонических депрессий центрального типа. А.И.Петров показал, что элементы симметрии Печенгской структуры и соответствующих гравитационных и магнитных полей не совпадают с элементами симметрии мозаичных блоков фундамента, что указывает на решающую роль в формировании Печенгской структуры глубинного энергетического очага напряжений. По его мнению, в ненарушенном залегании сохранилась лишь Северная зона Печенгской структуры с характерным концентрическим расположением разломов и горизонтов вулканических пород, в то время как южная часть некогда единой кольцевой структуры интенсивно рассланцована и рассечена крутопадающими разломами (рис.9.1 III). Эти деформации относятся к концу раннего протерозоя и обусловлены надвиганием масс с юго-запада.

Следует подчеркнуть, что перечисленные модели учитывают разрез Кольской скважины, но дают ему разное истолкование. Это объясняется двумя причинами: быстрой сменой геотектонических концепций за последние 10-15 лет и явной диспропорцией между очень детальной геологической информацией по скважине и более фрагментарными наблюдениями на поверхности.

Работы по оценке альтернативных моделей и созданию интегральной глубинной геодинамической модели Печенгского района были начаты в ИГЕМ и ВНИИгеосистем в 1990 г., и их результаты были опубликованы [Казанский и др., 1994]. Они осуществлялись с помощью современной вычислительной техники и были ориентированы на решение четырех задач. Первая задача заключалась в определении глубины распространения Печенгской структуры, вторая - в расшифровке ее внутреннего строения, третья - в геодинамической интерпретации глубинного строения Печенгского района и четвертая - в анализе геотектонической позиции Печенгского рудного района.

Наименее разработанной в цитированной статье оказалась четвертая задача. Исследования геотектонической позиции Печенгского рудного района продолжены в 1995-1996 гг. В результате было показано, что его металлогению определяют не только сульфидные медно-никелевые месторождения, что в его восточной части в архейских породах широко проявлено урановое оруденение и что естественными границами района служат крупные глубинные разломы северо-западного и северо-восточного простирания [Савицкий и др., 1986; Казанский, Лобанов, 1996].

## ***9.2. О геологических границах и металлогении Печенгского района***

На всех мелкомасштабных картах Кольского полуострова рядом с Печенгской структурой изображена цепочка гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса, ориентированная вкрест общего простирания Печенга-Имандра-Варзутского пояса. В большинстве опубликованных работ они рассматривались независимо друг от друга, несмотря на принадлежность к единому карельскому циклу. Достаточно сказать, что на геологической карте Печенгского района в масштабе 1:400000, приложенной к монографии "Кольская сверхглубокая" (1984), эта цепочка вовсе не показана.

Однако анализ геологических и металлогенических данных по сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии приводит к выводу, что эти гранитоидные массивы фиксируют положение юго-восточной границы Печенгского рудного района и что внедрение гранитоидов лицко-

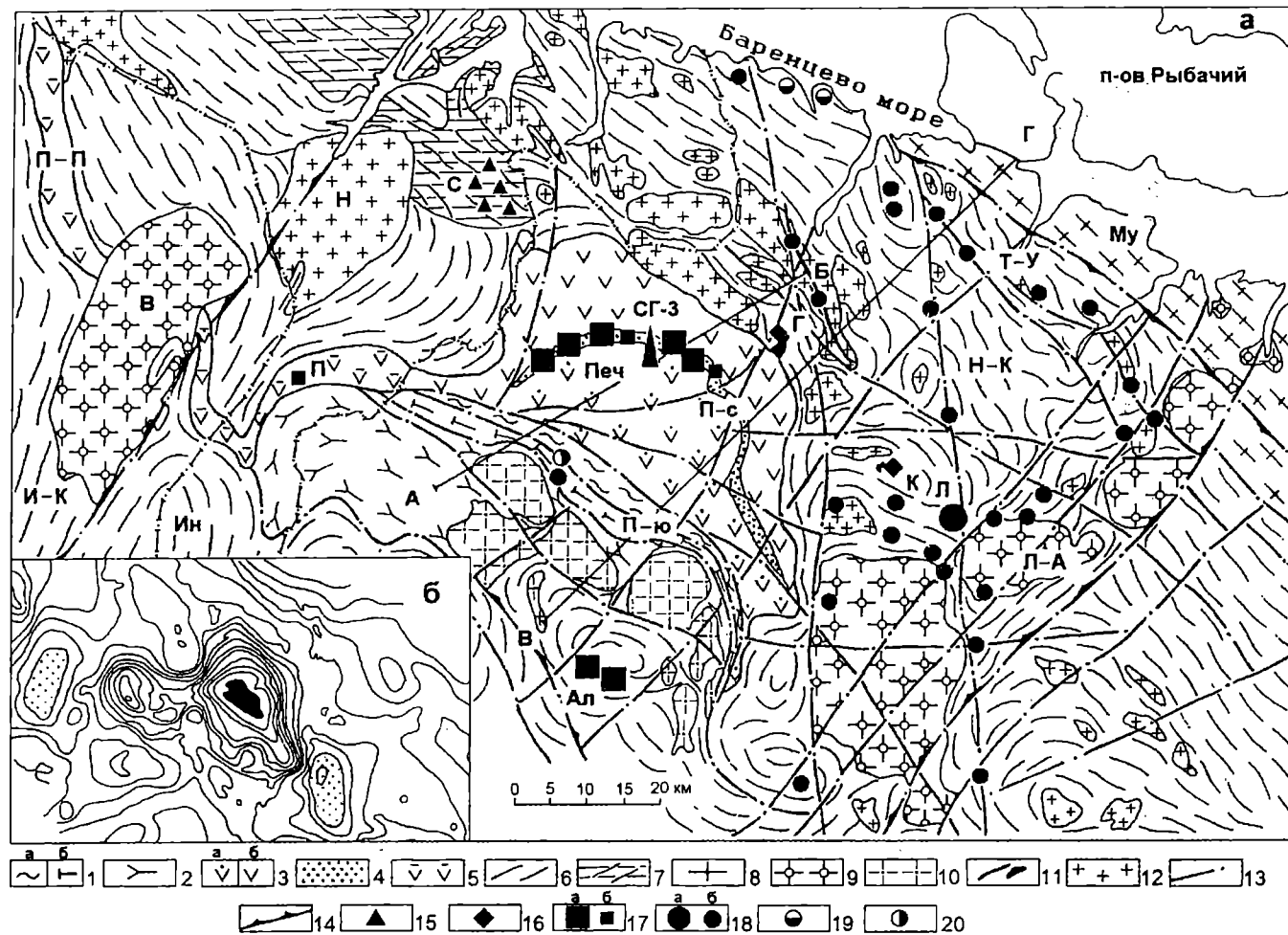


Рис. 9.2.

Рис. 9.2. Схема геологического строения (а) и аномалий гравитационного поля (б) Печенгского рудного района. Составили: В.И.Казанский, К.В.Лобанов с использованием данных В.С.Ланева, М.С.Русанова [Кольская сверхглубокая, 1984], А.В.Савицкого и др., (1995) и других материалов.

1-5 - раннепротерозойский комплекс: 1 - метабазалыты и метаосадочные породы (а) и метаандезиты (б) Южной зоны, 2 - метавулканогенные и метаосадочные породы Талынского блока; 3 - метавулканогенные породы Северной зоны (а - пильгуйярвинской серии, б - алмаластинской, куэтьярвинской и колашюкской серий), 4 - метаосадочные породы ждановской свиты (продуктивная толща), 5 - метавулканогенные и метаосадочные породы нерасчлененные; 6,7 - архейский комплекс (кольская серия): 6 - гнейсы, мигматиты с прослоями амфиболитов, 7 - железорудная формация; 8 - интенсивно гранитизированные гнейсы; 9 - позднепротерозойские гранитоиды лицко-арагубского комплекса и массива Вайноспа; 10 - протерозойские реоморфические граниты; 11 - протерозойские основные-ультраосновные породы; 12 - архейские гранитоиды; 13 - разломы; 14 - демаркационные зоны разломов; 15 - архейские месторождения железистых кварцитов (С - Сюд-Варангер); 16 - раннепротерозойские платинотельные рудопоявления (Г - г. Генеральская, К - Карик); 17 - раннепротерозойские сульфидные медно-никелевые месторождения (а) и рудопоявления (б) (Печ - Печенаское рудное поле, Ал - Аллареченское рудное поле, П - рудопоявление Пасвик); 18 - урановые месторождения (а) и рудопоявления (б) (Л - Лицевское месторождение); 19 - свинцово-цинковые рудопоявления; 20 - золоторудное рудопоявление. СТ-3 - Кольская сверхглубокая скважина. Тектонические элементы Печенаского рудного района: Му - Мурманский блок, Н-К - Норвежско-Кольский блок, Ин - блок Инари, П-с - Северная зона Печенаской структуры, П-ю - Южная зона Печенаской структуры, П-П - зона Пасвик и Полмак; демаркационные зоны разломов: Л-А - Лицко-Арагубская, И-К - Инари-Киркенесская, Т-У - Титовско-Урагубская. Максимальные значения гравитационного поля залиты черным цветом, минимальные - точками. А-Б - расчетный профиль, проходящий через Кольскую сверхглубокую скважину, В-Г - опорный профиль на поверхности через Печенгский район.

арагубского комплекса явилось заключительным эпизодом в его тектонической и металлогенической эволюции в раннем протерозое [Казанский, Лобанов, 1996]. На северо-востоке Печенгский район ограничен Титовско-Арагубской зоной разломов, на юго-востоке - Лицко-Арагубской, на северо-западе - Инари-Киркенесской зонами разломов и юго-западе - серией еще слабо изученных разрывных нарушений Мохтозерского разлома (рис.9.2а). В такой более широкой интерпретации архейский фундамент Печенгского рудного района включает фрагменты архейского Норвежско-Кольского блока и блока Инари. Фрагмент Печенга-Имандра-Варзутского пояса, цепочка гранитных образований лицко-арагубского комплекса и массив Вайноспа представляют его протерозойские структурные элементы. Район рассечен многочисленными протерозойскими разломами, разделяющими его на тектонические блоки более высокого порядка. Некоторые протерозойские разломы, вероятно, унаследовали положение архейских дизъюнктивных структур.

В.Г.Загородный и А.Т.Радченко (1983) показали, что цепочка гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса с возрастом 1.8 млрд лет возникла на заключительном (постколлизиионном в современной терминологии) этапе развития Печенга-Имандра-Варзутского пояса. По данным В.Р.Ветрина и др. (1975), массивы контролируются одноименной зоной разломов. В пределах Лицко-Арагубской зоны разломов фиксируется резкий изгиб пород архейского гранито-гнейсового комплекса, которые преимущественно имеют северо-западное простирание, а здесь образуют поперечную синклинали. Последняя осложнена многочисленными дисгармоничными складками высшего порядка и зонами рассланцевания

гнейсов и будинирования амфиболитов. Вдоль юго-восточной границы этой поперечной синклинали фиксируется торцевое сочленение метаморфических пород и серия бластомилонитовых швов. Массивы гранитоидов наследуют общее направление поперечной синклинали, но сами не несут признаков пластических деформаций и рассечены лишь сравнительно редкими зонами дробления и трещиноватости. По геофизическим данным Лицко-Арагубская зона разломов выделяется как система сдвигов верхних (до 15 км) слоев земной коры, которой соответствует зона "коробления поверхности Мохо" [Савицкий и др., 1995].

Аналогичное положение к северо-западу от Печенгской структуры занимает гранитоидный массив Вайноспа, отчетливо пересекающий зоны Пасвик и Полмак [Naarala et al., 1987]. Сведения о строении Инари-Киркенесской зоны разломов в опубликованной литературе отсутствуют. Не исключено, что она была заложена еще в архее, поскольку на линии простираения массива Вайноспа находится гранитоидный массив Найден с возрастом 2.45 млрд лет [Levchenkov et al., 1995].

Титовско-Урагубская зона разломов расположена на продолжении архейского зеленокаменного пояса и состоит из системы эшелонированных взбросо-сдвигов, разделяющих Мурманский и Кольско-Норвежский блоки. По гравиметрическим и сейсмическим данным она прослеживается до глубины 35-40 км при общей мощности 10-15 км [Савицкий и др., 1986].

В пределах обозначенных выше границ в Печенгском рудном районе располагаются: архейские месторождения железистых кварцитов Сюд-Варангера в Норвегии; раннепротерозойские проявления платинометальной минерализации в расслоенных интрузиях горы Генеральской, Карижяр и др.; сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей; разнотипные и разновозрастные месторождения и рудопоявления радиоактивных руд раннепротерозойского возраста (Лицевское месторождение и др.); проявления гидротермальной свинцово-цинковой минерализации предположительно палеозойского возраста; проявления золото-серебряного оруденения.

По геологическому строению и сочетанию рудных месторождений Печенгский район отличается от расположенной далее на юго-восток Имандра-Варзутской структуры. В отличие от Печенгской, Имандра-Варзутская структура представляет собой асимметричную синклиналь длиной 300 и шириной 50 км, ограниченную крупным глубинным разломом. С Имандра-Варзутской структурой пространственно ассоциируются расслоенные Ni- и Pt-содержащие плутоны с возрастом около 2.5 млрд лет, подобные массиву г.Генеральской [Митрофанов и др., 1995], в ее границах известны только непромышленные сульфидные медно-никелевые рудопоявления в связи с габбро-верлитовыми интрузиями. На пересечении Имандра-Варзутской структуры с поперечными северо-восточными разломами в непосредственной близости к Мончегорскому плутону локализуются крупные массивы щелочных пород с уникальными месторождениями апатита (Хибинский массив) и редких металлов (Ловозерский массив).

На северо-западном простираении Печенгской структуры расположены зоны Пасвик и Полмак. При этом ее поперечные размеры и мощность всех свит печенгской и южнопеченгской серии быстро сокращаются, одновременно уменьшаются масштабы габбро-верлитовых интрузий и сульфидного медно-никелевого оруденения, и за Инари-Киркенесской зоной разломов интрузии и оруденение вовсе исчезают [Boyd, Nixon, 1985; Yuve et al., 1995].

Все это указывает на существование продольной геотектонической и металлогенической зональности Печенга-Имандра-Варзутской зоны, которая обусловлена влиянием поперечных глубинных разломов. С этих позиций Печенгский район представляет собой изолированный сегмент древней континентальной земной коры с особыми сочетаниями геологических формаций, тектонических структур и рудных месторождений докембрийского возраста.



### 9.3. Геологические ограничения объемной модели Печенгского района

Изложенные ниже ограничения базируются прежде всего на результатах бурения и изучения Кольской сверхглубокой скважины, которые проводились тематической группой ИГЕМ начиная с 1971 г. [Казанский и др., 1985]. Эти результаты заключаются в следующем:

1. В интервале 6.8-12 км скважина прошла по гнейсам, мигматитам и амфиболитам, не обнаружив предполагаемого базальтового слоя древней континентальной земной коры.

2. На контакте между раннепротерозойскими и архейскими породами в скважине не обнаружено углового или структурного несогласия и метаморфического перерыва. И те и другие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы.

3. На всем вскрытом интервале (0-6.8 км) печенгская серия обладает устойчивым моноклинальным падением и удивительной выдержанностью осадочных пород, разделяющих более мощные вулканические свиты.

4. Важную роль в структуре печенгской серии играют зоны рассланцевания согласного типа. Они возникли синхронно с прогрессивным метаморфизмом, интенсивность которого с глубиной возрастает от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации.

5. В верхней части разреза эти зоны сконцентрированы в продуктивной толще и развиваются на контактах пород различного состава. В зоне Лучомпольского разлома и ниже него влияние литологического состава пород отходит на второй план и все деформированные породы обладают четкой анизотропией в отношении текстур, структур и упругих свойств.

6. В интервале 6-11 км сланцеватые амфиболиты, гнейсы и мигматиты рассечены зонами трещиноватости, дробления и катаклаза, которые сопровождаются низкотемпературным регрессивным метаморфизмом.

7. Во всем вскрытом диапазоне глубин древняя континентальная кора содержит рудную минерализацию: сульфидные медно-никелевые руды в продуктивной толще, гидротермальную жильную минерализацию в низах печенгской серии, золото-серебряное и другое оруденение в архейском комплексе.

8. Никселеносные основные-ультраосновные интрузивы и ассоциированные с ними сульфидные медно-никелевые месторождения генетически связаны с ультраосновными вулканитами печенгской серии и образуют совместно с ними единый вулканоплутонический комплекс [Смолякин, 1992].

Перечисленные данные относятся только к Северной зоне Печенгской структуры. К настоящему времени доказано, что Южная зона отличается по возрасту и составу от Северной. Этот вывод следует из новых геохронологических датировок докембрийских пород. [Архейский комплекс..., 1991; Балашов и др., 1993; Балашов, 1996; Ветрин и др., 1987; Дук, 1989; Смолякин, 1992; Hanski, 1992]. С помощью Rb-Sr изохронного метода, а также отдельных Sm-Nd определений установлено, что вулканогенные породы Северной зоны формировались в интервале от 2.32 до 1.98 млрд лет. Для вулканитов маярвинской свиты получены значения  $2324 \pm 28$  млн лет, пирттиярвинской свиты  $2214 \pm 52$  млн лет, заполярнинской свиты -  $2114 \pm 52$  млн лет и матертской свиты -  $1980 \pm 34$  млн лет; никеленосные же основные-ультраосновные интрузии имеют возраст 1980 млн лет. Метаандезиты и метаосадочные породы Южной зоны имеют возраст от 1865 до 1855 млн лет, а примыкающие к ним реоморфические гранитоиды - 1940 млн лет. Завершение прогрессивного метаморфизма пород печенгской серии датируются по изохронному Rb-Sr методу в 1750-1700 млн лет [Балашов, 1996].

Однако изложенные ограничения геологической модели не позволяют ответить на вопросы о глубине распространения раннепротерозойских пород в Печенгской структуре, о морфологии контакта этих пород с архейскими породами, о глубине залегания продуктивной толщи, насыщенной никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями и т.д. Другими словами, для построения трехмерной модели района необходимо привлечение дополнительных данных. Они изложены в следующих разделах этой главы.

#### **9.4. Корреляция разреза Кольской сверхглубокой скважины и опорного профиля на поверхности**

С 1971 г. Тематическая группа ИГЕМ по материалам Кольской скважины выполняла изучение метаморфических процессов, тектонических деформаций и рудообразования в глубинных зонах древней континентальной земной коры. Для характеристики тектонических деформаций были использованы наблюдения за текстурами пород и микроструктурный метод, основанный на определении пространственной ориентировки зерен кварца, карбонатов, слюд, амфиболов и т.д. Однако не все породы могут быть изучены с помощью микроструктурного метода. Поэтому для характеристики деформаций пород был применен структурно-петрофизический метод, разработанный В.И.Старостинным (1979) и усовершенствованный для глубоко метаморфизованных пород [Лобанов и др., 1982]. Он основан на определении плотности, пористости, скоростей  $V_p$  и  $V_s$ , объемной анизотропии скоростей  $V_p$  в ориентированных образцах. Объемная анизотропия скоростей продольных волн изучалась на двух ориентированных взаимно перпендикулярных насыщенных водой пластинах с использованием излучателя Р-5 и теодолитной приставки. Замеры обрабатывались на ЭВМ с построением диаграмм анизотропии  $V_p$ . Каждая диаграмма строилась по 74 замерам  $V_p$ , коэффициент объемной анизотропии ( $AV_p$ ) вычислялся как отношение максимальных значений  $V_p$  к минимальным. Было установлено, что коэффициент объемной анизотропии  $V_p$  не зависит от исходного литологического состава пород и отражает интенсивность пластических деформаций, синхронных с метаморфизмом [Казанский и др., 1985].

Это наиболее четко видно на примере Лучломпольского разлома (рис.9.3). По мере приближения к разлому интенсивность метаморфизма увеличивается от пренит-пумпеллиитовой до низов зеленосланцевой фации и на нижней границе разлома сменяется эпидот-амфиболитовой фацией. Глубина 4340 м служит тем рубежом, ниже которого все вулканогенные и осадочные породы интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы. Состав и парагенезисы минералов этих тектонитов соответствуют положению Лучломпольского разлома в вертикальной метаморфической зональности. Коэффициент  $AV_p$  в зоне Лучломпольского разлома резко увеличивается и достигает 1.45.

Для сопоставления разреза скважины СГ-3 с поверхностью был выбран опорный профиль с максимальным количеством естественных обнажений, проходящий вкост Печенгской структуры от побережья Баренцева моря до Аллареченского рудного поля (рис.9.4). Вдоль профиля, а также по площади Печенгского района К.В.Лобановым и А.В.Кузнецовым было отобрано и изучено около 1200 ориентированных образцов. Физические свойства горных пород определялись в структурно-петрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых МГУ на той же самой ультразвуковой установке, на которой анализировались образцы кернa. Тем самым было обеспечено получение адекватных петрофизических данных по скважине и поверхности.

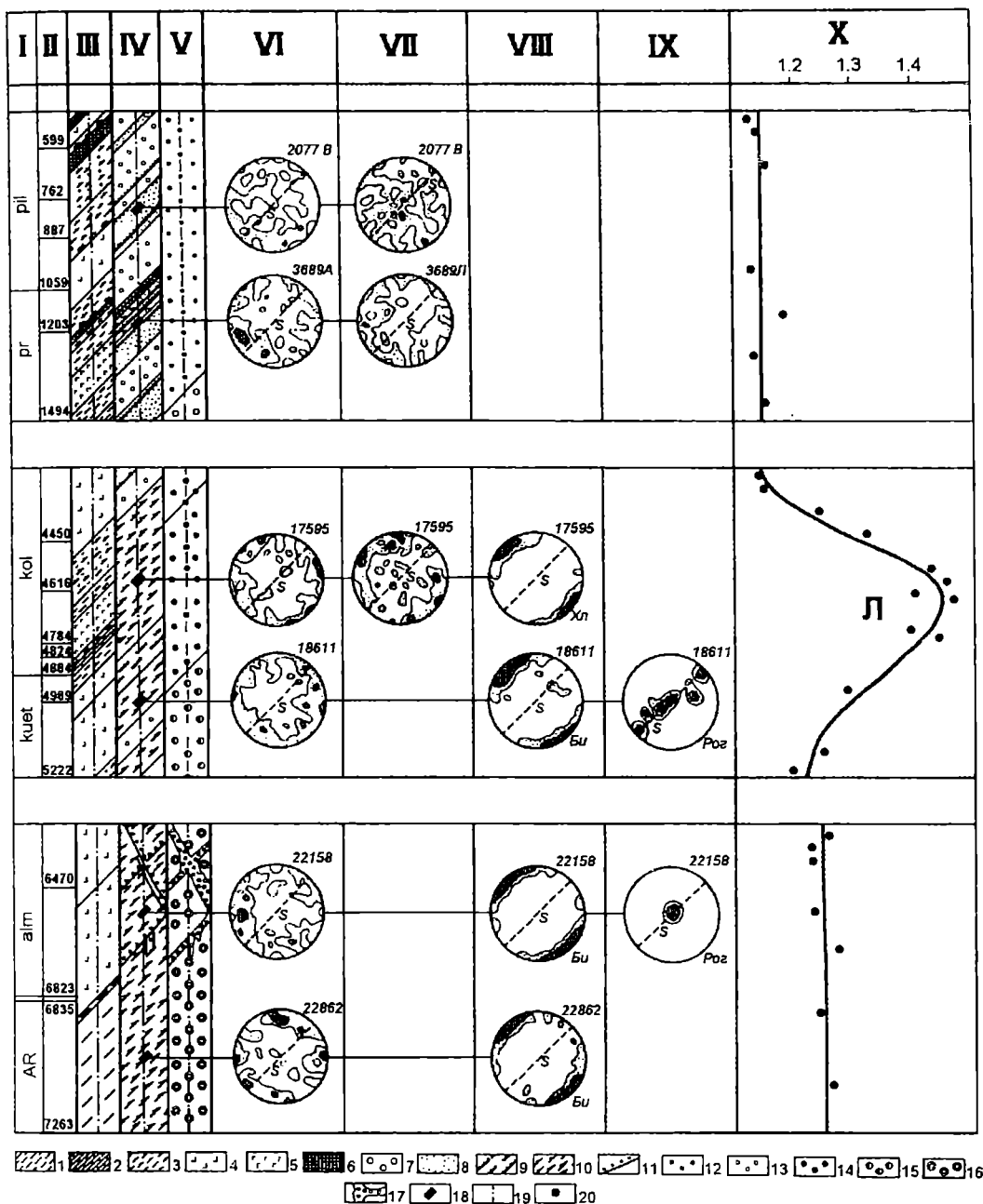


Рис. 9.3. Соотношения между метаморфизмом, деформациями, ориентировкой минералов и анизотропией продольных волн в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Составили: В.И.Казанский, А.В.Кузнецов, К.В.Любанов.

I - стратиграфические серии; II - глубина; III - исходные породы; IV - текстуры горных пород; V - фации метаморфизма; VI - IX - ориентировка метаморфических минералов: VI - кварц, VII - карбонаты, VIII - биотит, IX - розовая обманка; X - коэффициент объемной анизотропии скоростей продольных волн ( $AV_p = V_{pmax}/V_{pmin}$ ); Pil - пильзювинская серия; pr - продуктивная толща; kol - коласийюкская серия; kuets - куэцярвинская серия; alm - алмалаштинская серия; AR - архейский комплекс; Л - Лучломтальский разлом. Исходные породы: 1 - песчанники, аргиллиты; 2 - карбонатные породы; 3 - туфы основного состава; 4 - вулканиды; 5 - габбро, габбро-диабазы; 6 - верлиты, серпентиниты. Текстуры пород: 7 - массивные и шаровые реликтовые; 8 - слоистые реликтовые; 9 - слоисто-сланцеватые; 10 - кристаллически сланцеватые; 11 - катакластические. Метаморфические фации

прогрессивного метаморфизма: 12 - пренит-пумпеллиитовая, 13-15 - зеленосланцевая; 13 - эпидот-хлоритовая, 14 - биотит-актинолитовая, 15 - биотит-амфиболитовая субфация; 16 - эпидот-амфиболитовая; 17 - амфиболитовая; 18 - регрессивная зеленосланцевая фация; 19 - места отбора ориентированных образцов и их номера; 20 - ось скважины.  $S$  - сланцеватость. Плотность изолиний на диаграммах 1-4 %. Диаграммы ориентировки минералов изображены в проекции на плоскость вертикального разреза.

Эти данные были использованы для формализации разреза скважины и последующих сопоставлений [Казанский и др., 1994]. В формализованном разрезе плотность пород характеризует их исходный состав в связи с изохимическим характером зонального метаморфизма, а коэффициент  $AV_p$  - интенсивность тектонических деформаций, синхронных с метаморфизмом.

В итоге печенгская серия в разрезе скважины разделена на три формализованных элемента: верхний - отвечает метавулканитам матертской свиты, средний - продуктивной толще и нижний - нижележащим свитам печенгской серии (рис.9.5). Разрез архейского комплекса (кольская серия) рассматривается в качестве четвертого элемента [Казанский, Лобанов, 1996].

Для вулканогенной матертской свиты, сложенной метабазами, ферропикритами и их туфами, характерны наибольшие значения плотности пород ( $3.01 \text{ г/см}^3$ ) и минимальные значения коэффициента  $AV_p$  (1.13). Резкую гетерогенность продуктивной толщи по литологическому составу пород еще более усиливают многочисленные согласные зоны рассланцевания. Эта толща выделяется своей большой мощностью, пониженной плотностью пород ( $2.90 \text{ г/см}^3$ ) и повышенными значениями коэффициента  $AV_p$  (1.23).

Нижележащие свиты печенгской серии характеризуются преобладанием вулканогенных пород над осадочными. Состав вулканогенных пород изменяется вниз по разрезу от базальтов с прослоями ферропикритов через трахибазальты и трахиандезито-базальты до андезито-базальтов и дацитов. Соответственно, средняя плотность вулканогенных пород также уменьшается сверху вниз от  $3.02$  до  $2.87 \text{ г/см}^3$ . О зоне Лучломпольского разлома было сказано выше. Ниже него сланцеватые метабазы и метаандезито-базальты также характеризуются высокими значениями  $AV_p$  (от 1.22 до 1.25).

Породы архейского комплекса так же обладают сланцеватыми текстурами, как и породы нижних свит печенгской серии, но в отличие от нее все они в той или иной степени гранитизированы. Гранитизация более интенсивно проявлена в гнейсах и слабее в амфиболитах. Архейские породы отличаются от раннепротерозойских меньшей плотностью ( $2.76 \text{ г/см}^3$ ) и характеризуется пониженными значениями коэффициента  $AV_p$  (1.18).

Результаты исследования образцов с поверхности хорошо согласуются с материалами по скважине СГ-3 (рис. 9.6; табл.). Как и в скважине, метавулканиты матертской свиты обладают максимальной плотностью ( $3.01 \text{ г/см}^3$ ) и невысокими значениями  $AV_p$  (1.15). В продуктивной толще средняя плотность пород меньше ( $2.87 \text{ г/см}^3$ ), а упругая анизотропия выше ( $AV_p$  - 1.18). Ниже продуктивной толщи плотность метавулканитов последовательно снижается от  $3.00$  до  $2.84 \text{ г/см}^3$ . Для Северной зоны Печенгской структуры Лучломпольскому разлому присущи максимальные значения анизотропии пород (1.25-1.30). Ниже этого разлома в сланцеватых метавулканитах фиксируется общее возрастание коэффициента анизотропии. Однако абсолютные значения  $AV_p$  на поверхности меньше, чем в разрезе скважины СГ-3. Значения плотности и  $AV_p$  в породах архейского комплекса меньше, чем в породах низов печенгской серии.

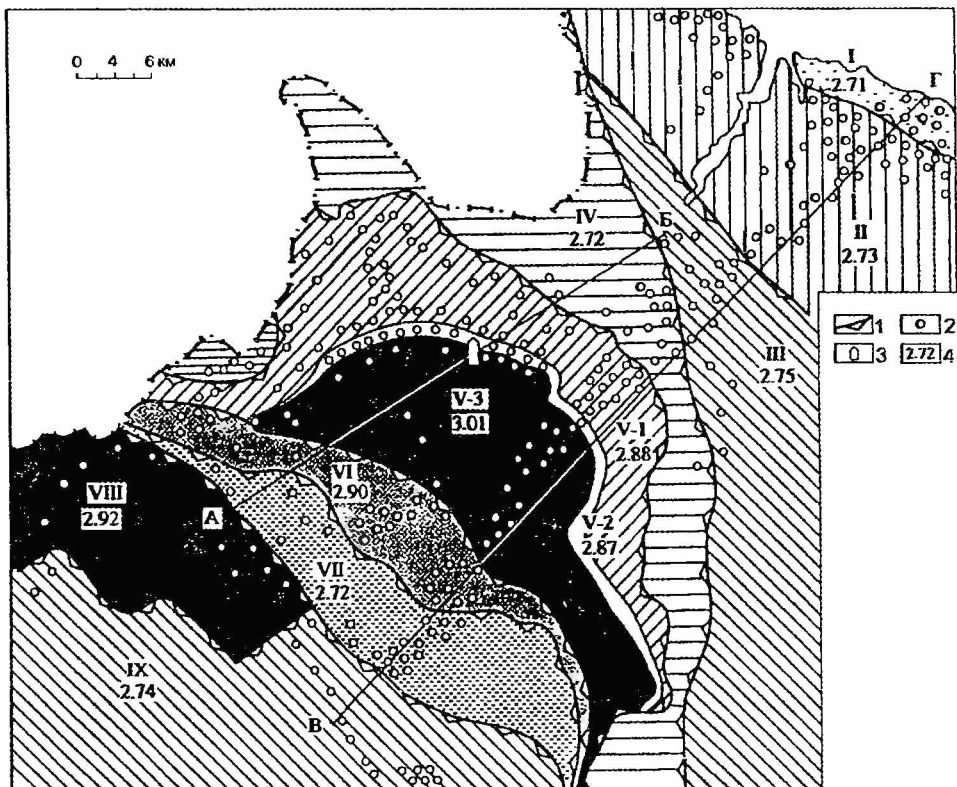


Рис. 9.4. Формализованные тектонические блоки Печенгского района. Составили К.В.Лобанов и А.В.Кузнецов.

I - IX - тектонические блоки: I - Мурманский, II - Линаямарский, III - Нясюкско-Титовский, IV - Западно-Нясюкский; V - Северопеченгский (V-1 - ахмалахтинская, куэсярвинская и коласйокская серии, V-2 - продуктивная толща, V-3 - пильгуярвинская серия), VI - Пороярвинский, VII - Тюльвудский, VIII - Тальинский, IX - Аллареченский. 1 - границы тектонических блоков, 2 - места отбора ориентированных образцов, 3 - Кольская сверхглубокая скважина, 4 - средние значения плотности пород по тектоническим блокам. А-Б - расчетный профиль, проходящий через Кольскую сверхглубокую скважину, В-Г - опорный профиль по поверхности через Печенгский район.

В дополнение к разрезу скважины СГ-3 по материалам опорного профиля охарактеризована Южная зона Печенгской структуры. Одним из главных ее элементов является Пороярвинская зона, которая вытянута вдоль Порыташского разлома и сложена сланцеватыми метаандезитами, мстабазальтами и метаосадочными породами. Они имеют несколько пониженную плотность ( $2.90 \text{ г/см}^3$ ) по сравнению с метавулканидами матертской свиты. В то же время для нее типично повышенное значение  $A_{Vp}$  (1.20-1.30). Тюльвудский блок, сложенный, главным образом, реоморфическими гранитами, имеет низкие значения плотности и  $A_{Vp}$  (соответственно  $2.72 \text{ г/см}^3$  и 1.17), Аллареченский блок характеризуется близкими параметрами ( $\sigma=2.74 \text{ г/см}^3$  и  $A_{Vp}=1.15$ ). Тальинский блок, находящийся к северо-западу от опорного профиля, обособляется по высокой средней плотности пород ( $2.92 \text{ г/см}^3$ ) и небольшим значениям коэффициента  $A_{Vp}$ . Его высокая средняя плотность обусловлена широким распространением здесь основных кристаллических сланцев и биотит-амфиболовых гнейсов.

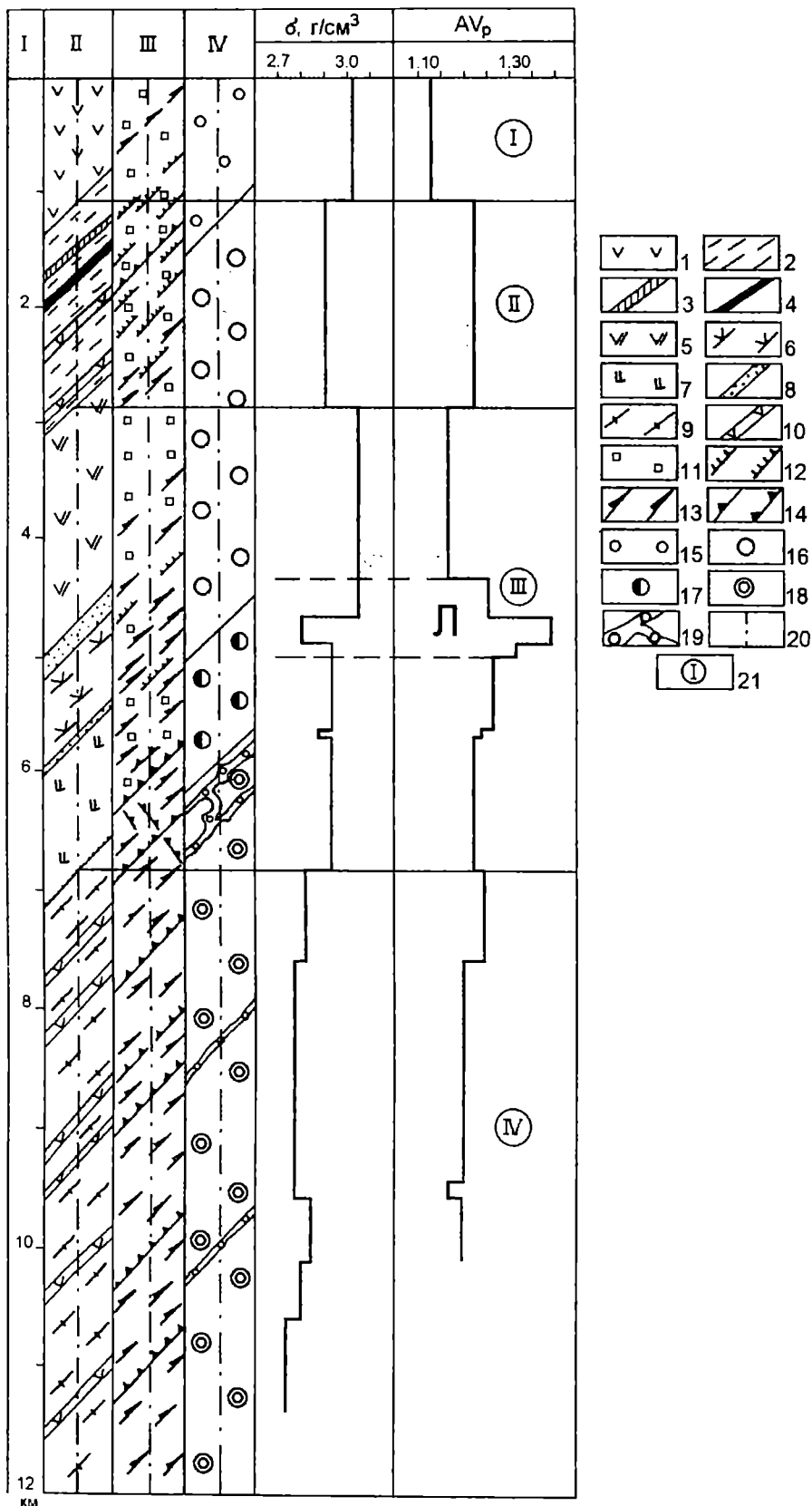


Рис. 9.5.

Рис. 9.5. Формализованный разрез Кольской сверхглубокой скважины. Составили В.И.Казанский, А.В.Кузнецов, К.В.Лобанов.

*I* - глубина, км; *II* - породы; *III* - текстуры пород; *IV* - фации метаморфизма;  $\delta$ , г/см<sup>3</sup> - плотность,  $AV_p$  - коэффициент анизотропии скоростей продольных волн. 1 - metabазальты и пикриты матертской свиты; 2 - метаосадочные породы продуктивной толщи; 3 - габро-диабазы, 4 - никеленосные интрузии габбро-верлитов; 5 - metabазальты заполяринской свиты; 6 - рассланцеванные базальты и трахибазальты пирттиярвинской свиты; 7 - рассланцеванные метадациты и андезито-базальты маярвинской свиты; 8 - рассланцеванные метаосадочные породы Северной зоны; 9-10 - гнейсы, мигматиты (9) и амфиболиты (10) архейского комплекса; 11-14 - текстуры пород: 11 - массивные и шаровые реликтовые, 12 - слоисто-сланцеватые, 13 - кристаллически-сланцеватые, 14 - катакластические; 15-19 - фации метаморфизма: 15 - пренит-пумпеллитовая, 16 - зеленосланцевая, 17 - эпидот-амфиболитовая, 18 - амфиболитовая, 19 - зеленосланцевая регрессивная; 20 - ось скважины; 21 - формализованные элементы разреза; Л - Лучломпольский разлом.

Таблица 9.1

Средние значения петрофизических свойств тектонических блоков и разломов Печенгского района

Блоки, разломы	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	Скорость, км/с		Av <sub>p</sub>
				V <sub>p</sub>	V <sub>s</sub>	
Блоки						
I - Мурманский	56	2.71	0.78	5.71	3.17	1.14
II - Лиинахамари	165	2.73	0.82	5.68	3.18	1.15
III - Нясюкско-Титовский	40	2.75	0.77	5.87	3.26	1.17
IV - Западно-Нясюкский	60	2.72	0.85	5.65	3.01	1.16
V - Северопеченгский:						
V.1 - маярвинская, пирттиярвинская и заполярнинская свиты	130	2.88	0.55	6.06	3.41	1.17
V.2 - продуктивная толща (ждановская свита)	410	2.87	0.83	6.14	3.07	1.18
V.3 - матергская свита	40	3.01	0.74	6.39	3.53	1.15
VI - Южнопеченгский (Пороярвинская зона)	60	2.90	0.98	6.11	3.30	1.22
VII - Тюльпывдский	35	2.72	0.82	5.75	3.28	1.17
VIII - Тальинский	30	2.92	0.75	6.05	3.29	1.16
IX - Аллареченский	110	2.74	0.71	5.82	3.16	1.15
Разломы						
Урагубский	48	2.70	0.73	6.01	3.34	1.22
Лучломпольский	32	2.81	1.23	6.12	3.43	1.24
Порьташский	40	2.76	0.71	6.03	3.46	1.25

На поверхности также собраны более полные данные об архейских породах, обнажающихся к северо-востоку от Печенгской структуры. Они подтверждают существование здесь серии тектонических блоков и позволяют формализовать эти блоки по следующей плотности горных пород и  $AV_p$ . В частности, Мурманский блок характеризуется минимальными значениями плотности пород (2.71 г/см<sup>3</sup>) и  $AV_p$  (1.14) в связи с интенсивным развитием в его пределах процессов гранитизации, в Нясякско-Титовском блоке средняя плотность пород повышена (2.75 г/см<sup>3</sup>) благодаря наличию даек и интрузий основного-ультраосновного состава. На этом общем фоне крупные межблоковые разломы четко фиксируются по пониженной плотности пород и максимальным значениям  $AV_p$  (1.22-1.30).

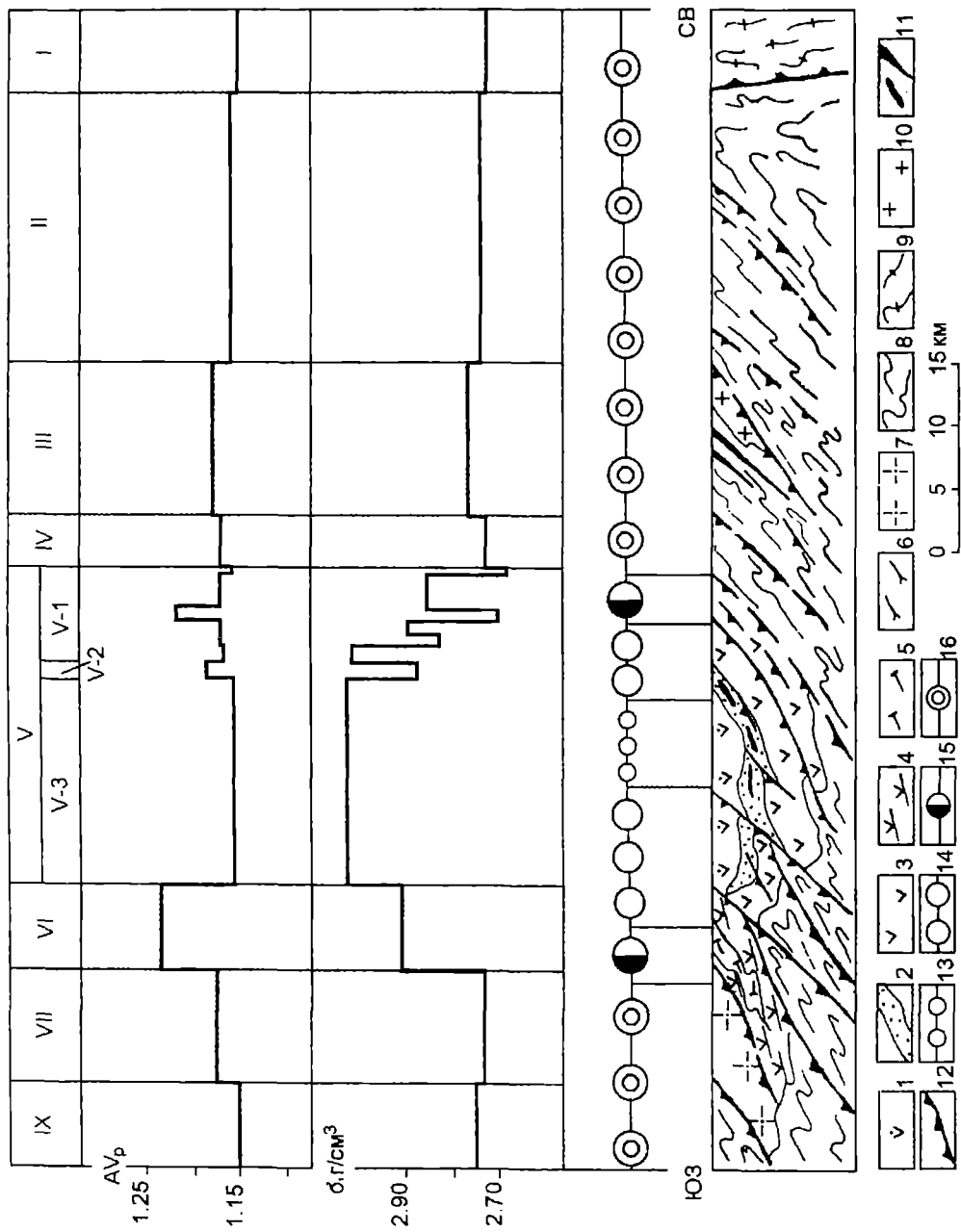


Рис. 9.6.



Рис. 9.6. Формализованный опорный профиль через Печенгский рудный район. Составили: А.В.Кузнецов, К.В.Лобанов с использованием материалов В.П.Петрова, З.М.Волошиной (1995).

1-3 - Северная зона Печенгской структуры: 1 - метабазальты пильгуйвинской серии, 2 - метаосадочные породы продуктивной толщи, 3 - рассланцеванные метабазальты и метаандезито-базальты коласйокской, куэсъярвинской, алмалахтинской серий; 4-5 - Южная зона Печенгской структуры: 4 - метавулканиды и метаосадочные породы, 5 - метаандезиты; 6 - метавулканиды и метаосадочные породы Талынского блока; 7 - реоморфические плагиограниты; 8 - гнейсы, мигматиты и амфиболиты архейского комплекса; 9 - интенсивно гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 10 - архейские гранитоиды; 11 - никеленосные интрузии базит-ультрабазитов; 12 - разломы; 13-16 - фации метаморфизма: 13 - пренит-пумпеллиитовая, 14 - зеленосланцевая, 15 - эпидот-амфиболитовая, 16 - амфиболитовая.  $\delta$ , г/см<sup>3</sup> - плотность,  $AV_p$  - коэффициент анизотропии скоростей продольных волн. I - IX - формализованные тектонические блоки см. рис. 9.4.

Как видно на рисунках 9.5 и 9.6, метаморфическая зональность в разрезе скважины СГ-3 и на поверхности в Северной зоне Печенгской структуры и его архейском обрамлении в целом согласуется между собой. В разрезе скважины интенсивность метаморфизма сверху вниз возрастает от пренит-пумпеллиитовой через зеленосланцевую до эпидот-амфиболитовой и, наконец, амфиболитовой фации. На поверхности в направлении на северо-восток наблюдается аналогичная смена фаций метаморфизма. В Южной зоне Печенгской структуры интенсивность метаморфизма увеличивается в направлении на юго-запад от зеленосланцевой через эпидот-амфиболитовую до амфиболитовой фации. Однако зоны наиболее интенсивных пластических деформаций занимают одинаковое положение в метаморфической зональности: и там, и здесь они тяготеют к области перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации.

В монографии "Кольская сверхглубокая" (1984) разрез скважины СГ-3 интерпретировался как отражение вертикальной зональности древней континентальной земной коры: геохимической, метаморфической и рудной. Результаты сопоставления разреза скважины СГ-3 и опорного профиля на поверхности показывают, что это не совсем верно. Используя более строгие термины и учитывая разный литологический состав архейского и раннепротерозойского комплексов, правильнее говорить о том или ином виде зональности в горизонтальном или вертикальном сечении земной коры.

### 9.5. Объемная модель Печенгского района

Описанная ниже модель характеризует современное геологическое строение Печенгского рудного района, т.е. взаимное расположение геологических тел, которые отличаются по составу, деформациям и возрасту горных пород и по характеру контактов со смежными блоками. Критерием состава пород служит средняя величина плотности горных пород, показателем интенсивности деформаций, синхронных прогрессивному метаморфизму печенгской серии, - средняя величина коэффициента анизотропии скоростей продольных волн. Для Северной зоны Печенгской структуры эти параметры вычислены как средневзвешенные по данным изучения керна скважины СГ-3 и ориентированных образцов с поверхности, для остальных блоков - по результатам наземных исследований также средневзвешенным методом, сперва по однотипным группам пород и затем - по блокам в целом. Отдельно охарактеризованы зоны разломов (таблица). Другими словами, в предложенной

модели геологические тела рассматриваются как формализованные по плотности и анизотропии пород элементы.

Обработка данных по плотности горных пород выполнена в лаборатории компьютерных технологий ВНИИГеосистем Н.Н.Пимановой совместно с К.В.Лобановым. Предварительно средние величины плотности пород по блокам были нанесены на разрез, параллельный опорному профилю и проходящий через Кольскую сверхглубокую скважину. В процессе обработки решалась обратная задача имитационного моделирования и подбора поля от объекта с заданными параметрами. Расчетные гравиметрические кривые сопоставлялись с наблюдаемым гравиметрическим профилем по тому же разрезу. Эта процедура сперва была выполнена для альтернативных моделей Печенгской структуры. Как следует из анализа рисунка 9.1, б, перечисленные выше альтернативные модели характеризуются расхождениями наблюдаемого и расчетных гравиметрических профилей, однако у грабен-синклинальной модели они меньше всех.

Кроме того, для оценки альтернативных моделей были использованы сведения об упругой анизотропии горных пород. Лучше всего они отвечают коллизионной модели. В двух других моделях отражено интенсивное рассланцевание пород в Южной зоне Печенгской структуры, но не учитывается наличие крупных согласных зон рассланцевания в низах печенгской серии. Новые данные о возрасте докембрийских пород накладывают дополнительные ограничения на модели Печенгской структуры.

Вместе с тем каждая из альтернативных моделей содержит положительные элементы. Модель грабен-синклинали точнее всего отражает пространственное расположение блоков архейских и раннепротерозойских пород. Коллизионная модель рассматривает Печенгскую структуру в динамике как результат тектонического совмещения двух разнородных серий пород. В эксплозивной модели Печенгская структура отнесена к структурам центрального типа. С этим нельзя не согласиться, хотя предположение А.И.Петрова (1988) о формировании Печенгской структуры под влиянием очагово-импульсных дислокаций, подобных ядерным взрывам, противоречит длительному (более 350 млн лет) проявлению вулканизма в ее Северной зоне.

Важно подчеркнуть, что главные тектонические элементы Печенгского района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле (см. рис.9.26). Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная аномалия. Она охватывает обе зоны Печенгской структуры и Тальинский блок, сложенный основными кристаллическими сланцами и биотит-амфиболовыми гнейсами. Симметрично по отношению к положительной аномалии располагаются две отрицательные аномалии, которые пространственно ассоциируются с Лицким гранитоидным массивом и массивом Вайноспа. В гравитационном поле четко фиксируются и реоморфические гранитоидные купола Тюльвдыдского блока.

Перечисленные выше геологические, геохронологические и гравиметрические данные были использованы при разработке объемной геологической модели Печенгского района (рис.9.7.). Поперечный разрез модели через скважину СГ-3 изображен на рис.9.8. Модель характеризует Северную зону Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее южную зону - как комбинацию чешуйчатой моноклинали с надвинутыми на нее гранитными куполами. Предполагается, что вулканы печенгской серии и более молодые породы Южной зоны заполнили две вулканотектонические депрессии, сопряженные с зоной разломов северо-западного простирания. Вулканизм завершился внедрением в продуктивную толщу никеленосных пластовых интрузий. Затем обе вулканотектонические депрессии и интрузии подверглись интенсивному сжатию, пластическим деформациям и

прогрессивному метаморфизму, которые изменили также породы фундамента. Существенно базальтоидному вулканизму предшествовало внедрение платиноносных расслоенных плутонов.

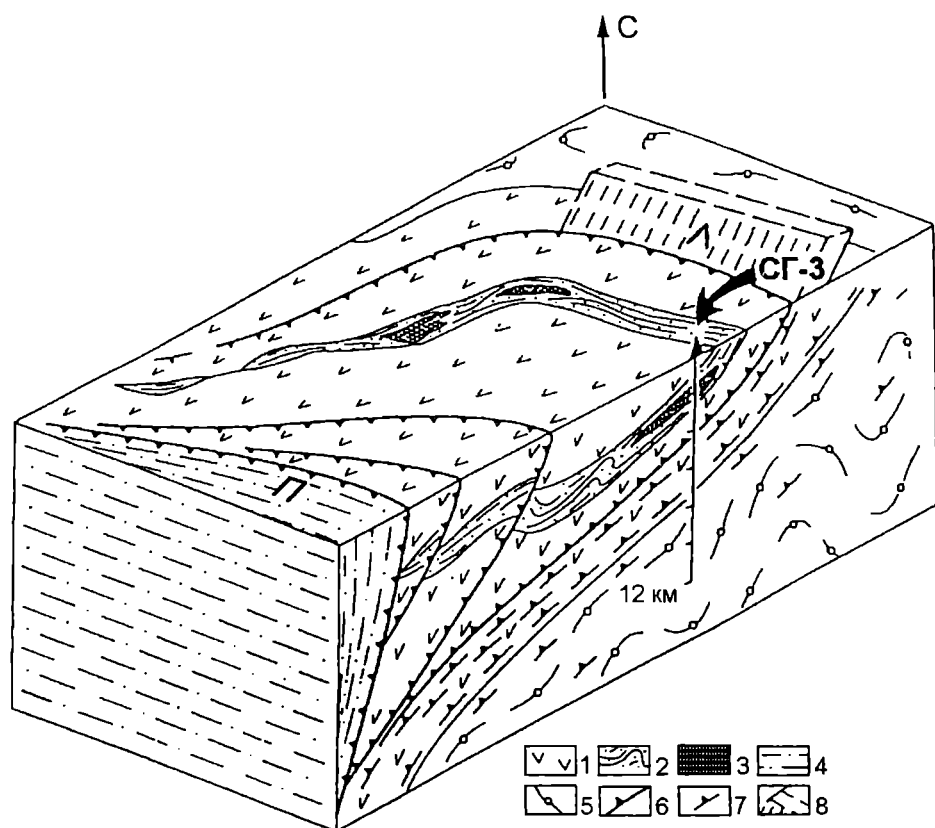


Рис. 9.7. Схематическая объемная модель Печенгской структуры (Северная зона). Составлена В.И.Казанским.

1 - вулканогенные породы; 2 - "продуктивная" толща; 3 - никеленосные габбро-верлиты; 4 - вулканогенно-осадочные породы Южной зоны; 5 - архейский комплекс; 6 - разломы (Л - Лучломпольский, П - Порьяташский); 7 - зоны милонитов и катаклазитов; 8 - наклонная сейсмическая граница.

Исходная объемная геологическая модель Печенгского района была построена на основании изложенной выше геологической и геохронологической информации. Затем она была скорректирована путем согласования наблюдаемого и расчетного гравиметрических профилей в разрезе через скважину СГ-3. Как видно на рис.9.9, в итоговой модели они соответствуют друг другу.

Одним из важных результатов объемного моделирования является вывод о распространении пород Северной зоны или собственно печенгской серии на сравнительно небольшую глубину, не превышающую 10-12 км от современной дневной поверхности. То же самое относится к породам Южной зоны. Расчеты на ЭВМ свидетельствуют также об отсутствии в осевой части Печенгской структуры подводящих каналов, заполненных дайками основных и ультраосновных пород значительной мощности. Вариации коэффициента анизотропии пород в поперечном разрезе Печенгской структуры доказывают, что Южная зона деформирована сильнее Северной. В Северной зоне синметаморфическое расслаивание пород наиболее четко проявлено в низах печенгской серии и в продуктивной толще. Судя по распределению плотностей горных пород, максимальная глубина залегания нижнего контакта продуктивной толщи не

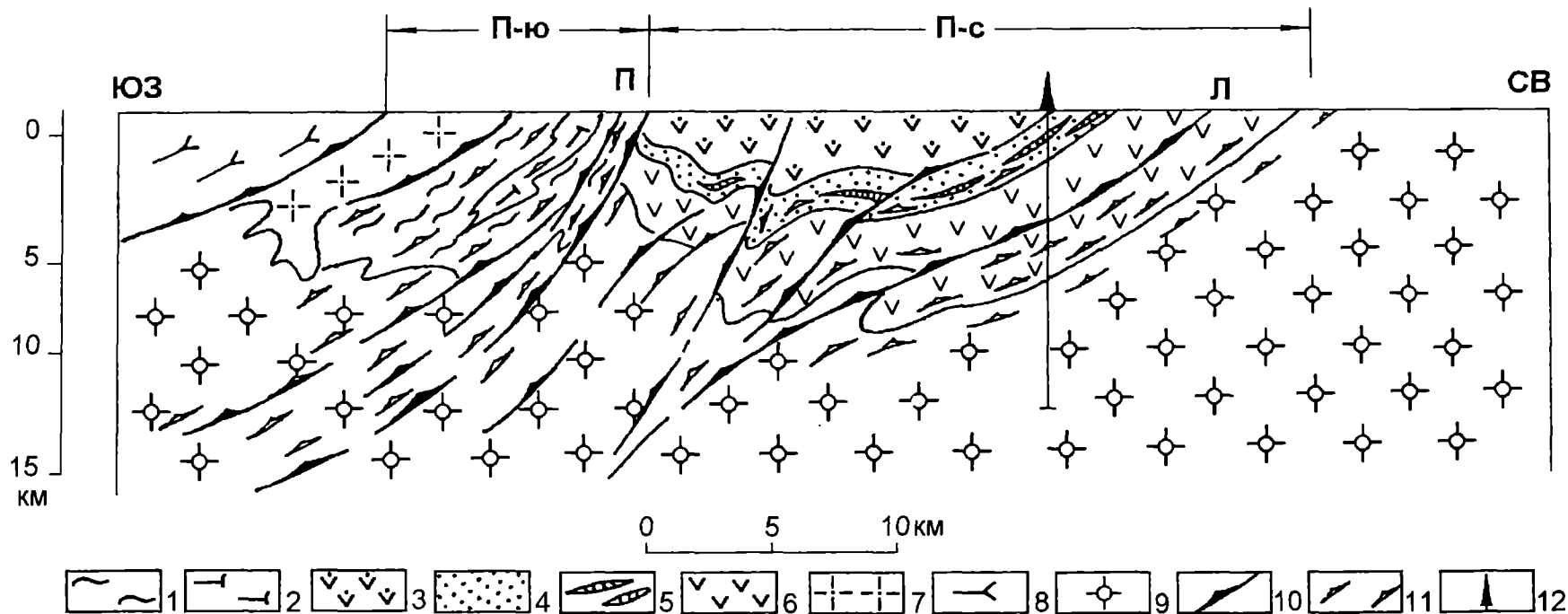


Рис. 9.8. Схематический разрез объемной геологической модели Печенгского рудного района вдоль профиля А-Б. Составил В.И.Казанский.

1-2 - Южная зона Печенгской структуры: 1 - метабазальты и сланцы, 2 - метаандезиты; 3-6 - Северная зона Печенгской структуры: 3 - метавулканииты пильгюярвинской серии, 4 - метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 - никеленосные интрузии габбро-верлитов, 6 - метавулканогенные породы колассйокской, куэтьярвинской и алмалахтинской серий; 7 - протерозойские реоморфические гранитоиды; 8 - гнейсы Талынского блока; 9 - архейский комплекс; 10 - разломы; 11 - зоны рассланцевания; 12 - Кольская свехглубокая скважина; П-с - Северная зона Печенгской структуры; П-ю - Южная зона Печенгской структуры; П - Порыташский разлом; Л - Лучломпольский разлом.

превышает 5-6 км. Ее южная граница распространения ограничена Порыташским разломом. Не исключено, что отдельные блоки пород продуктивной толщи между Порыташским разломом и выходами толщи приподняты ближе к поверхности.

Тем не менее в основании Северной зоны Печенгской структуры и в зонах Пасвик и Полмак местами сохранились конгломераты, вулканогенные песчаники и туфы андезит-базальтового состава, образовавшиеся по данным Sm-Nd и Rb-Sr методов в период времени от  $2453 \pm 44$  до  $2324 \pm 28$  млн лет [Балашов, 1996]. Вероятно, именно в это время начался рифтогенез архейской сиалической коры.

Усл. ед.

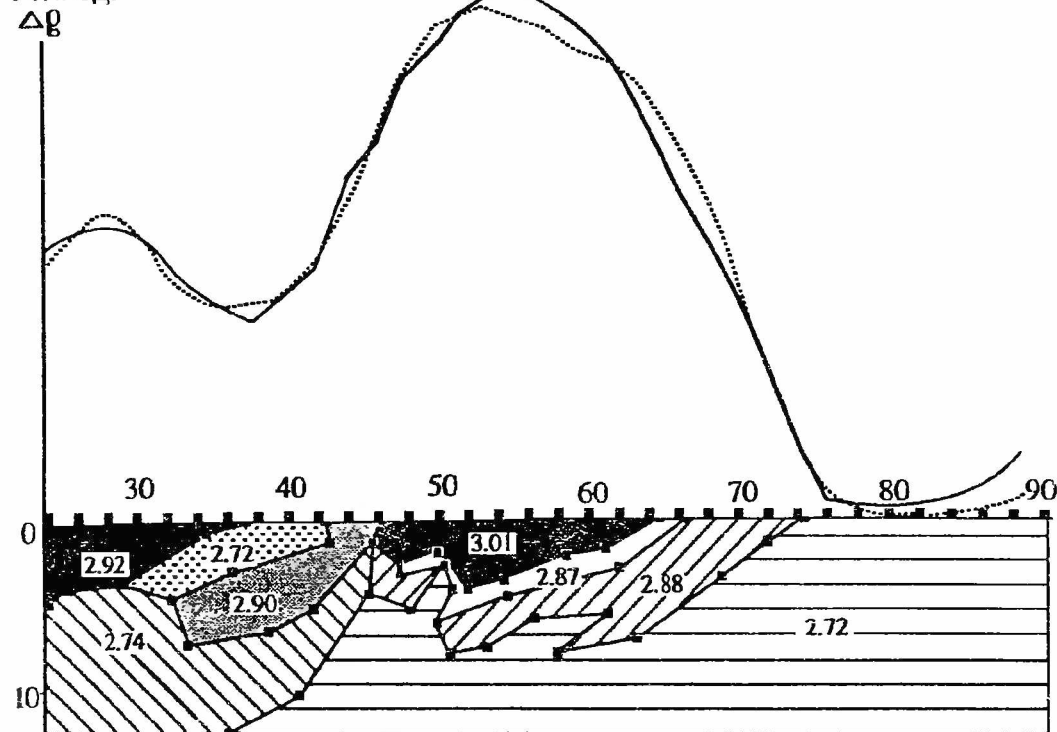


Рис. 9.9. Соотношения между наблюдаемым (сплошная линия) и расчетным (пунктирная линия) гравиметрическими профилями по разрезу через Кольскую сверхглубокую скважину. Составили Н.Н.Пиманова и К.В.Лобанов.

2.90 - средние плотности горных пород по формализованным геологическим телам. Остальные условные обозначения - см. рис. 9.4.

Изображенный на рис.9.8 геологический разрез Печенгской структуры согласуется с результатами сейсмических работ на профиле КОЛА ОГТ-92 (глава 7, рис.7.6-7.8). На блок-диаграмме рисунка 9.10 геологический разрез через скважину СГ-3 построен вдоль сейсмического профиля, и для наглядности изображение последнего смещено к юго-востоку. Сейсмические данные подтверждают, что на глубине около 10 км происходит выполаживание Порыташского разлома и параллельных ему зон рассланцевания, а также дугообразный изгиб по падению Лучломпольского разлома. Судя по сейсмическим данным, Порыташский, Луоттнинский и Лучломпольский разломы, вероятно, соединяются в виде мощной системы разломов юго-западного направления. Вместе с тем сейсмические наблюдения не фиксируют зон рассланцевания метавулканитов, вскрытых скважиной СГ-3 ниже Лучломпольского разлома. Не исключено, что частично они экранируют сейсмические волны и затрудняют расшифровку структуры нижележащего

архейского комплекса пород. С геологической точки зрения сложнее всего объяснить скопление отражающих площадок между Лучломпольским и Луоттнинским разломами на расстоянии 5-15 км к юго-западу от скважины СГ-3. Возможны различные объяснения: локальное увеличение интенсивности рассланцевания или объема рассланцованных метаэффузивных и метаосадочных пород; тектоническое нагнетание пород продуктивной толщи и структурные ловушки; пересечение согласных и поперечных разломов, которые отчетливо видны на миграционном разрезе.

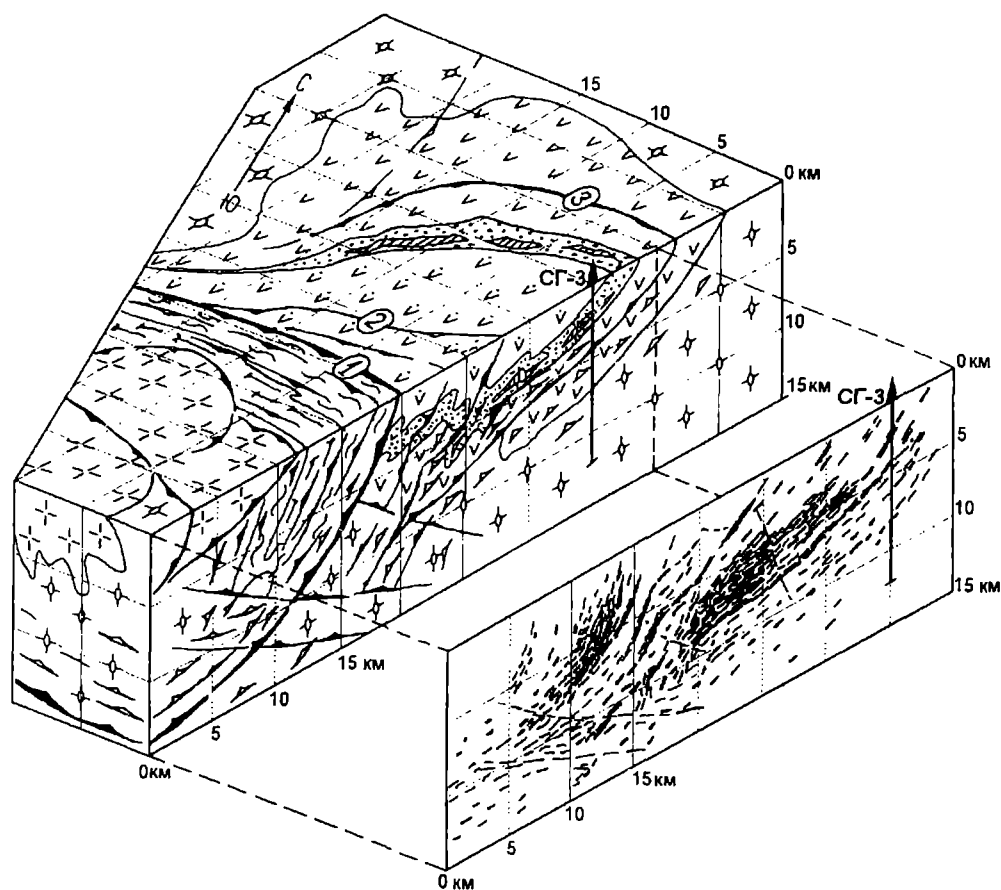


Рис. 9.10. Фрагмент объемной геологической модели Печенгского рудного района в сопоставлении с сейсмическим разрезом по профилю КОЛА ОГТ-92. Составил В.И.Казанский.

1 - Порьиташский, 2 - Луоттнинский, 3 - Лучломпольский разломы. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.8. и 7.8 (глава 7).

Из предложенной модели вытекает новая интерпретация условий локализации медно-никелевого оруденения. Напомним, что в средней части продуктивной толщи Кольская скважина вскрыла ранее не известные никеленосные серпентиниты и приуроченные к ним сульфидные медно-никелевые рудопоявления. По текстурно-структурным признакам, составу и генезису они аналогичны рудам, выходящим на поверхность [Глаголев и др., 1987]. Это доказывает выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению толщи, по крайней мере, на 2.5 км и предполагает исходно-горизонтальное залегание никеленосных основных-ультраосновных пластовых интрузий с их последующими деформациями в обстановке сжатия и чешуйчатых перемещений тектонических блоков. По мнению авторов, характер строения медно-никелевого месторождения Восточного

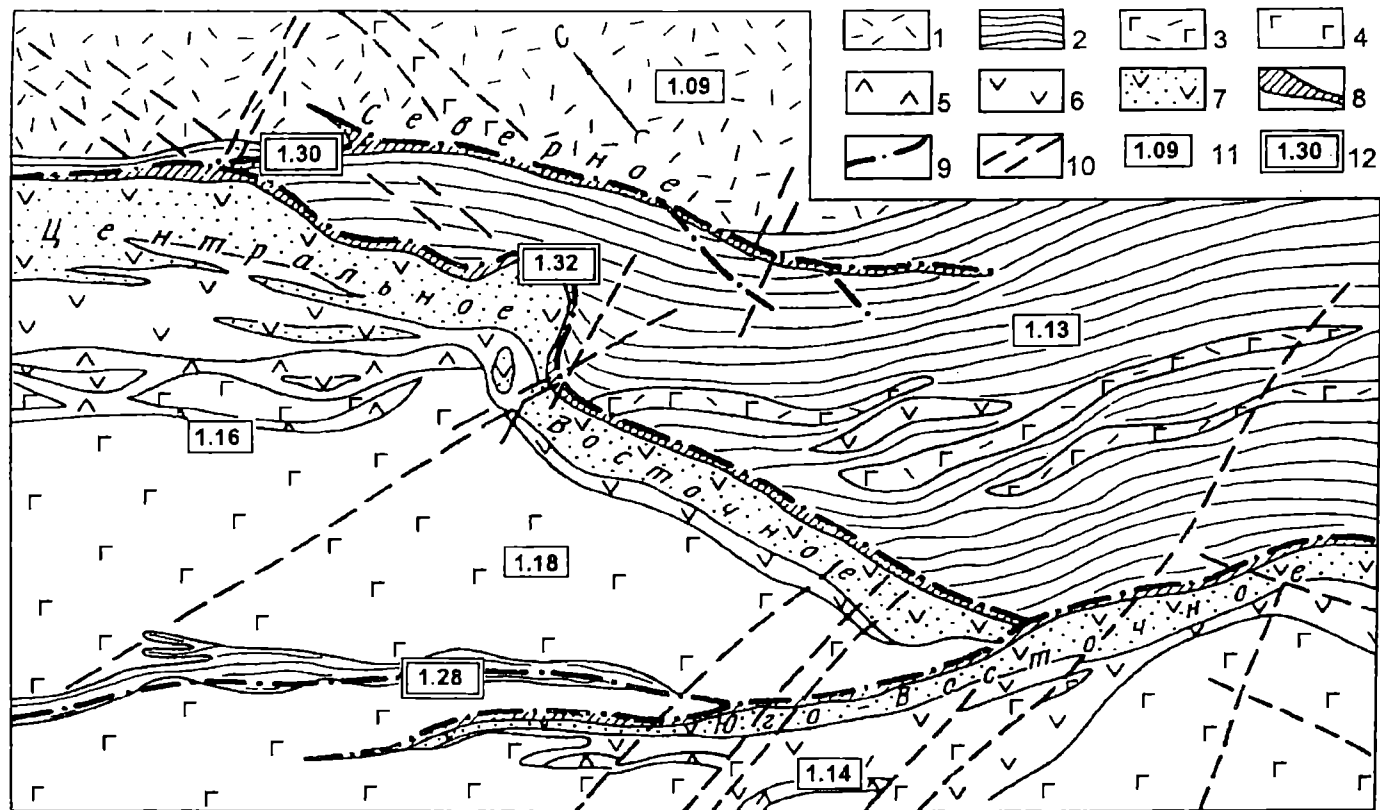


Рис. 9.11. Схема строения центральной части Ждановского сульфидного медно-никелевого месторождения. Составили К.В. Лобанов и А.В. Кузнецов с использованием материалов комбината "Печенганикель".

1 - metabazalts zapolyarninskoy svity; 2 - fillity, alevrolity, peschanyki, 3 - gabbro-diabazy, 4 - gabbro, 5 - piroksenity, 6 - peridotity, 7-8 - rudnyye tela (Severnoe, Tsentralnoe, Vostochnoe, Yugo-Vostochnoe): 7 - vkraplennyye medno-nikелевые rudy, 8 - brekchievidnyye i sloshnyye medno-nikелевые rudy, 9 - rudonosnyye tektonicheskiye zony, 10 - sekuyushchie tektonicheskiye narusheniya, 11-12 - znacheniya koeffitsienta anizotropii  $V_p$ : 11 - sredniye po blokam, 12 - sredniye po rudonosnyym tektonicheskim zonom.

рудного узла подкрепляет этот вывод (рис.9.11). В качестве дополнительных аргументов можно назвать: 1) тектонический характер контактов большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и висячего бока, так и по простиранию; 2) наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов, границ вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд и слоистости вмещающих метаосадочных пород; 3) отсутствие прямой корреляции между мощностью интрузивов и мощностью сульфидных медно-никелевых руд; 4) более интенсивное развитие в продуктивной толще согласных зон рассланцевания по сравнению с нижележащими и вышележащими вулканогенными свитами; 5) возрастание коэффициента анизотропии продольных волн до 1.30 - 1.40 в согласных зонах рассланцевания и в брекчиевидных сульфидных медно-никелевых рудах [Лобанов и др., 1989].

Совершенно особым аспектом металлогении Печенгского рудного района является широкое распространение в его восточной части эндогенного уранового оруденения. А.В.Савицкий и др. (1995) объединяют обнаруженные здесь месторождения и рудопроявления в Лицевский урановорудный район и различают среди них 4 генетических типа: 1) редкоземельно-торий-урановый в пегматоидных гранитах, кварц-плагиоклазовых метасоматитах и олигоклазитах; 2) торий-урановый в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах; 3) урановый в хлорит-альбитовых метасоматитах и альбититах; 4) урановый в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах. Урановое оруденение приурочено к лицко-арагубскому комплексу гранитоидных интрузий, а также к разломам меридионального простирания, которые в подавляющей своей части локализуется в метаморфических породах архейского комплекса. Однако оно генетически не связано с конкретными интрузиями. Определения возраста уранового, ториевого и редкоземельного оруденения дают очень широкий разброс значений - от 2750 до 220 млн лет. Браннеритовые руды Лицевского месторождения имеют возраст 1750-1650 млн лет. Предполагается, что испытывая неоднократное перераспределение под воздействием метаморфических, магматических и метасоматических процессов, эти руды сформировались в период, близкий по времени к внедрению гранитоидов лицко-арагубского комплекса.

Все исследователи Печенгского рудного района признают мантийный генезис платинометалльных расслоенных интрузий, толеит-базальтовых вулканитов и никеленосных интрузий габбро-верлитов Северной зоны Печенгской структуры. Судя по начальному первичному соотношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , большая часть вулканитов Южной зоны имеет смешанное мантийно-коровое происхождение [Балашов, 1996], и лишь в локально развитых дацитах г.Порьиташ оно равно 0.7088, что позволяет отождествлять их с коровыми образованиями. По данным В.Р.Ветрина и др. (1975), образованию гранитов и гранодиоритов лицко-арагубского комплекса предшествовало внедрение небольших подкоровых интрузий и даек лампрофиров, а также подъем по разломам высокотемпературных ювенильных флюидов. Основная же масса пород лицко-арагубского комплекса образовалась в результате плавления пород субстрата.

Таким образом, Печенгский рудный район в петрологическом и металлогеническом плане служит примером направленного мантийно-корового взаимодействия и рудообразования. А это, в свою очередь, приводит к предположению, что в раннем протерозое в его пределах существовали и действовали одна или несколько горячих точек или плюмов. На ранних стадиях тектонического развития района, по-видимому, доминировали структуры центрального типа. Затем ведущая роль перешла к разломам северо-западного простирания, которые на коллизионной стадии



превратились в мощную шовную зону. И, наконец, в постколлизийную стадию решающее значение приобрели северо-восточные разломы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (проект N 94-05-17590).

## **Литература**

*Архейский комплекс в разрезе СТ-3. Апатиты:* Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.

*Балашов Ю.А., Федотов Ж.А., Скуфьин П.К.* Rb-Sr датирование нижней вулканической толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров) // *Геохимия*, N 12, 1993. С.1769-1774.

*Балашов Ю.А.* Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // *Петрология*, том 4, N 1, 1996. С.3-25.

*Билибина Т.В., Рабинович Ю.И., Григорьева Л.В., Титов В.К.* Металлогеническое районирование (типы металлогенических областей, зон и металлогеническая специализация блоков) // *Металлогения восточной части Балтийского щита*. Л.: Недра. 1980. С.188-203.

*Ветрин В.Р., Пушкарев Ю.Д., Рюнгген Г.И., Шлайфштейн Б.А.* Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги // *Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты:* Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. С.15-29.

*Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // *Интрузивные чарнокиты и порфириовидные граниты Кольского полуострова. Апатиты*, 1975. С.149-316.

*Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И. и др.* Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // *Эндогенные рудные районы и месторождения*. М.: Наука, 1987. С.144-186.

*Дук Г.Г.* Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 106 с.

*Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука. 1983.

*Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др.* Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // *Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов*. М.: Наука, 1985. С.6-46.

*Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н.* Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // *Геология руд. месторождений*. 1994. Т. 36. N 6. С.500-519.

*Казанский В.И., Лобанов К.В.* О границах и металлогении Печенгского рудного района // *Геология руд. месторождений*. 1996, N 1. С.103-109.

*Кольская сверхглубокая.* Е.А.Козловский (редактор). М.: Недра, 1984, 490 с.

*Лобанов К.В., Казанский В.И., Старостин В.И.* Структурно-петрофизический контроль мусковитовых пегматитов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // *Рудоносные структуры докембрия*. М.: Наука, 1982. С.137-165.

*Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Соколов С.В.* Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // *Геол. руд. месторож.*, 1989, N 5. С.18-33.

Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. N 6. С.37-41.

Миц М.В., Колтакова Н.И., Шенкман Е.Я. Металлогеническое районирование и прогноз медно-никелевых руд на базе геодинамических моделей раннепротерозойских структур Кольского полуострова (перспективы поисков медно-никелевых руд в Печенгско-Аллареченском районе) // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С.174-182.

Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. Л., Недра, 1988. 232 с.

Петров В.П., Волошина З.М. Региональный метаморфизм пород Печенгской структуры // Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 1995. С.164-182.

Проскуряков В.В., Войцеховский С.В. Актуальные задачи прогноза и поисков месторождений медно-никелевых руд в Карело-Кольском регионе // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука. 1990. С.131-136.

Савицкий А.В., Афанасьева Е.Н., Лукасян Г.О., Петров Ю.В. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ. 1986. С.39-52.

Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруднение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология руд. месторождений. 1995. N 5. С.403-416.

Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 1979. 240 с.

Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.

Berthelsen A., Marker M. Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield (Part 1) // Tectonophysics, 126, 1986. P.31-55.

Boyd R. and Nixon F. Norwegian Nickel Deposits: A Review Nickel-copper Deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Geol. Sur. Finland. Bull. 1985. N 333. P.363-394.

Gaal G. Tectonic Styles of Early Proterozoic Ore Deposition in the Fennoscandian Shield // Precambrian Research, 1990. V. 46. P.83-114.

Haapala I. Front K., Rantala E. and Vaarma M.C. Petrology of Nattanen type granite complexes, Northern Finland // Precambrian Research. 1987. V. 35. P.225-240.

Hanski E. Petrology of Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. surv. Finland. 1992. N 367, P.195.

Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing G., Nilsson L.P., and Sturt B.A. U - Pb ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia Norges Geologiske Undersokels. Spec. Publ.7. Geology of the eastern Finmark - western Kola Peninsula region. Trondheim, 1995. P.29-47.

Melezhik V.A. and Sturt B.F. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvic-Pechenga-Imandra-Varsuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield, Earth Science Reviews, vol.34, 1994. P.205-241.

Yuve G., Storseth L.R., Vetrin V.R. and Nilsson L.R. Mineral deposits of the international 1:250000 map-sheet Kirkenes. Norges Geologiske Undersokels. Spec. Publ.7. Geology of the eastern Finmark - western Kola Peninsula region. Trondheim, 1995. P.375-378.

# Глава 10. СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

## 10.1. Геолого-тектоническое районирование

Лапландско-Печенгский район, являясь частью наиболее древней Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского (Фенноскандинавского) щита, включает в себя северо-западную часть Мурманской области и прилегающие территории Северной Норвегии (Финнмарк) и Северной Финляндии (Финская Лапландия). В структурно-тектоническом отношении он представляет собою северную часть Лапландско-Кольско-Беломорского коллизии [Mitrofanov, 1995] или Кольско-Карельского орогена [A continent..., 1992]. В пределах Лапландско-Печенгского района выделяются фрагменты практически всех крупных структур Кольской субпровинции - Мурманского, Кольского, Инарского и Беломорского террейнов, гранулитового Лапландского и раннепротерозойского Печенга-Варзугского поясов (рис.10.1), которые кратко рассмотрены ниже.

Печенгско-Варзугский пояс первоначально представлял собою сложно построенную палеорифтогенную систему, заложенную на гетерогенном архейском фундаменте, и включающую в себя приразломные, мульдо- и грабенообразные впадины, разделяющие их поднятия и зоны тектоно-магматической активизации архейского фундамента [Загородный, Радченко, 1988; Смолькин, 1993]. В течение свекофеннского этапа тектогенеза пояс и слагающие его комплексы пород претерпели значительные структурно-тектонические и регионально-метаморфические преобразования. В пределах рассматриваемого района расположены три основные структуры, выполненные породами раннепротерозойского комплекса: Печенгская (Мурманская область), Пасвик (Северная Норвегия) и Полмак (Северная Финляндия), которые относятся к северо-западной части пояса, ограниченной на западе норвежскими каледонидами.

Наиболее крупная из них, *Печенгская структура*, разделяется на Северную и Южную зоны, имеющие различный характер складчатых структур: моноклинально-брахиформный и изоклинально-складчатый (рис.10.1). Границу между ними обычно проводят по плоскости Порьиташского разлома, которая прослеживается южнее гор Порьиташ и Лак-Порьиташ и, судя по геофизическим данным, падает на юг под углами 50-60°. Помимо этого, выделяют зону с купольно-блоковым строением фундамента, которая включает в себя Каскельяврский, Шуонинский и другие купола [Загородный, Радченко, 1988; Магматизм ..., 1995].

Северная зона (или Северо-Печенгская мульда) разделяется, в свою очередь, на три блока с автономным строением. Согласно схеме А.Т. Радченко и Н.А. Кравцова [Магматизм..., 1995] они разграничены Шульгяурским и Луоттнинским разломами взбросо-надвигового типа со значительной сдвиговой амплитудой. Шульгяурский разлом падает на юг под углами 70-80°. Луоттнинский разлом имеет более сложную форму: от субвертикального на северо-востоке до крутопологого на западном фланге, где он сопрягается с Шульгяурским и Порьиташским разломами (рис.10.1). Западная часть блоков смыкается в единую моноклинальную зону, где сходятся структурообразующие разломы. В восточных и юго-восточных частях блоков наблюдаются складчатые изгибы слоев, которые почти под прямым углом сочленяются с частью блоков, расположенных южнее. Шульгяурско-Кучинтундровский блок имеет моноклинальное строение, осложненное в центральной части пологой мульдой, которая ограничена на юго-востоке Порьиташским разломом. Ядерная часть этой мульды сложена вулканогенными породами суппваарской свиты, а западный и восточный

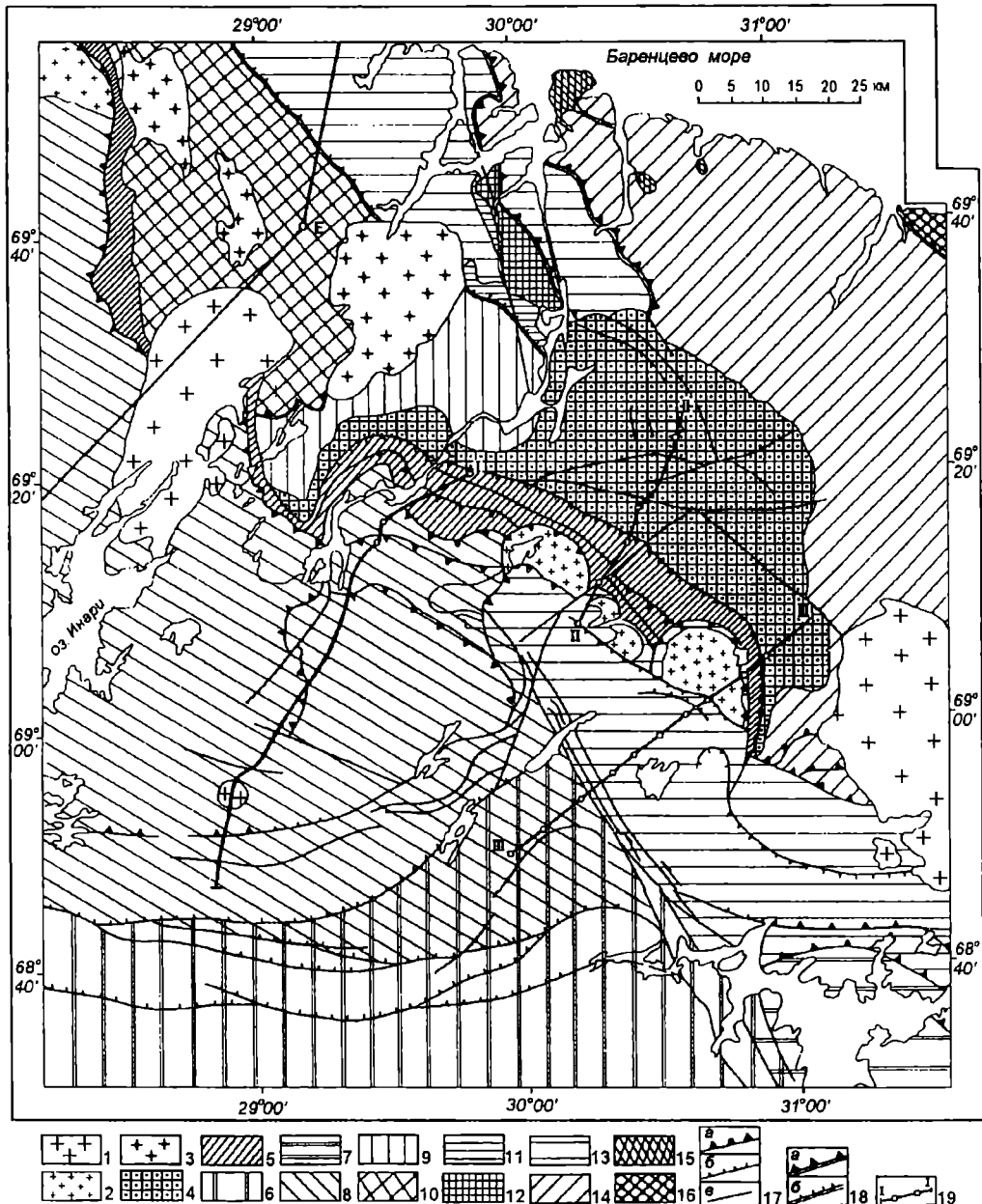


Рис. 10.1. Схема главных геолого-структурных элементов Лапландско-Печенгского района.

**Раннепротерозойские интрузии:** 1 - граниты, гранодиориты Вайноснаа и Лицко-Арагубского комплекса; 2 - плагиограниты, гранодиориты Каскельярского, Шуонинского и Руосельского куполов; 3 - граниты Нейден. **Раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы:** 4 - Северо-Печенгская зона; 5 - Южно-Печенгская зона, структуры Пасвик и Полмак; 6 - Лапландский гранулитовый комплекс. **Позднеархейские структурно-вещественные комплексы:** 7 - Беломорский террейн, Нотозерский блок; 8 - террейн Инари; 9-15 - Серварангер-Кольский террейн, комплексы Сванвик (9), Гарсио (10), Браннфиллет (11), Бьерневати (12), Варангер, Киркенес и Хутоявр (13), Ярфиорд-Кола (14), Хомпен (15); 16 - Мурманский террейн, Титовский блок. 17 - раннепротерозойские надвиги (а), крутопадающие (б) и субвертикальные (в) разломы; 18 - позднеархейские надвиги (а) и крутопадающие (б) разломы. 19 - геофизические профили: I-I, II-II и III-III.

фланги - матертской свиты. Центриклинальное замыкание в районе г. Кучин обусловлено сочленением двух типов структур: мульдобразной (Северо-Печенгская зона) и купольно-надвиговой (Южно-Печенгская зона). Матертский блок характеризуется как открытая на юго-запад мульда. Юго-восточное крыло ее редуцировано с утыканием в Шульгяурский разлом, а западное крыло выклинивается, будучи блокированным двумя виргирующими разломами. Судя по расположению маркирующих горизонтов, породы имеют устойчивое западное простираие. Строение Куорпукасского блока трактуется двояко: как мульдобразное с южным крылом, расположенным севернее Луоттнинского разлома [Верба и др., 1975], или как моноклинальное, осложненное внутренним разломом, по которому южная часть этого блока была взброшена к северу с вертикальной амплитудой около 1 км [Магматизм..., 1995].

Взбросо-надвиговые нарушения, как показано В.Ф.Смолькиным [Магматизм..., 1995], играют определяющую роль и в структуре Печенгского рудного поля. В результате тектонических движений большинство рудоносных интрузий превращены в кулисообразно надвинутые друг на друга в северо-западном направлении тела. В то же время имеются признаки существования более ранней системы диагональных нарушений северо-западного направления, контролирующих размещение ранних интрузий пироксенит-верлитового состава (Пахтаярви) и даек ферропикритовой серии (Нясюкка).

В пределах Южной зоны выделяются две подзоны: Пороярвинская и Шуони-Каскельярская (рис. 10.1) [Загородный, Радченко, 1988; Радченко и др., 1994; Магматизм..., 1995]. Северной границей Пороярвинской подзоны служит Порьяташский разлом, южная же граница определяется сложным сочетанием систем субширотных надвигов и поперечных разломов северо-восточного направления. Последние делят подзону на ряд более мелких блоков, различающихся фациальным составом вулканогенно-осадочных образований и мощностями разрезов одних и тех же толщ.

В пределах Пороярвинской подзоны широко развиты продольные узкие изоклинальные складки, типа линейных с крутым падением крыльев, иногда опрокинутые на северо-восток, и поперечные более пологие перегибы, осложненные разрывными нарушениями. Осевые поверхности продольных складок, которые прослеживаются на первые десятки километров, ориентированы согласно с общим простираием подзоны, имея крутое падение на юг.

Для Шуони-Каскельярской подзоны характерным является купольно-блоковое строение. Купола, сложенные породами серии плагиограниты-гранодиориты-диориты, ограничены пологопадающими нарушениями надвигового типа. В межкупольных пространствах залегают преимущественно гнейсы и сланцеватые амфиболиты, часть из которых коррелируется на основе геохимических данных с вулканитами Южной зоны, а часть, по-видимому, представляет собою реликты архейского комплекса [Smolkin et al., 1995].

Западным продолжением Печенгско-Варзутского пояса являются *структуры Пасвик и Полмак*. В плане они представляют собою две крупные асимметричные складки с левосторонним рисунком, образованные в результате левостороннего сдвига-надвига. Размер малого крыла одной из складок составляет на современном уровне эрозионного среза около 15-20 км. В пределах структур наблюдаются редуцированные разрезы карельского комплекса, интродуцированного маломощными интрузиями габбро-верлитов [Kesola, 1991; Melezhik et al., 1994]. Структуры разделены интрузией гранитоидов Вайноспаа, которая близка по возрасту и геохимическим особенностям к интрузиям Лицко-Арагубского комплекса.

Первичные стратиграфические контакты с фундаментом сохранились лишь местами (например, базальные конгломераты Ахвенселка и Неверскрукк), в большинстве же случаев раннепротерозойский комплекс является аллохтоном по отношению к подстилающим породам Серварангер-Кольского террейна.

На западе и юго-западе породы структур Пасвик и Полмак контактируют с породами террейна Инари по разломам надвигового типа, которые полого падают на запад и юго-запад. В зоне их влияния широко развиты процессы ультрабластомилонитизации. Мощность таких зон колеблется от нескольких сотен метров до двух-трех километров. Надвиговые зоны широко развиты внутри структур Пасвик и Полмак, а также в подстилающих комплексах Гарсио и Сванвик [Gaal et al., 1989].

Фундаментом для северных зон Печенгской, Пасвик и Полмак структур является *Серварангер-Кольский террейн*, выделенный Л.Ф.Добржинецкой с соавторами [Dobrzhinetskaya et al., 1995]. Он имеет четкую границу с Мурманским блоком, отделяясь от него системой разломов, которые падают в северо-восточном направлении и прослеживаются по геофизическим данным до глубины 35-40 км. Террейн очень неоднороден по составу и строению, и сложен преимущественно структурно-формационными комплексами позднего архея, которые претерпели в раннем протерозое существенные структурно-вещественные преобразования. Основными структурными комплексами, слагающими террейн, являются Хомпен, Ярфиорд-Кола, Киркенес, Варангер, Бьерневатн, Браннфиллет, Гарсио, Сванвик и Хутоярв (рис.10.2). Они ограничены, за исключением Хомпен-гнейсов, разломами или зонами бластомилонитов.

*Хомпен-гнейсы* выделены в северо-западной части комплекса Ярфиорд-Кола. Они слагают ядерные части антиформ и представляют собою биотит-амфибол-диопсид- и гиперстенсодержащие гранодиориты, тоналиты, серые гнейсы с пластовыми телами амфиболитов. По цирконам из тоналитов получены древние датировки -  $2902 \pm 9$  млн лет [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс *Ярфиорд-Кола* сложен, главным образом, сложно дислоцированными толщами орто- и парагнейсов, метаморфизованными в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фаций, а также интрузивными образованиями - эндербитами, чарнокитами, монцонитами, тоналитами, мигматитами и гранито-гнейсами. Один из этапов высокотемпературного метаморфизма датирован  $2719 \pm 3$  млн лет, близкий возраст имеют интрузии кварцевых монцонитов ( $2727 \pm 24$  млн лет) и гиперстеновых гранодиоритов ( $2706 \pm 3$  млн лет) [Levchenkov et al., 1995]. Близкими по возрасту являются плагиограниты из окрестностей г. Заполярный (оз. Питьево) и из керна СГ-3 -  $2753 \pm 22$  и  $2752 \pm 12$  млн лет соответственно [Бибикова и др., 1993а].

На российской территории орто- и парагнейсы были выделены в ранге волшпахской толщи нестратифицированного кольско-беломорского комплекса [Радченко и др., 1994]. В строении толщи преобладают парагнейсы. Присутствуют также амфиболиты, магнетитсодержащие сланцы и железистые кварциты. Основные структурные элементы имеют преимущественно северо-западное простирание. Возраст пород или их протолитов не превышает 3.0 млрд лет [Авакян, 1992; Timmerman, Daly, 1995]. Породы комплекса Ярфиорд-Кола прорываются на российской территории расслоенными интрузиями базит-ультрабазитов, размещение которых контролировалось разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Sm-Nd и U-Pb датировки одной из них (г. Генеральская) соответственно равны  $2453 \pm 42$  и  $2496 \pm 10$  млн лет [Balashov et al., 1993; Bayanova, Smolkin, 1996].

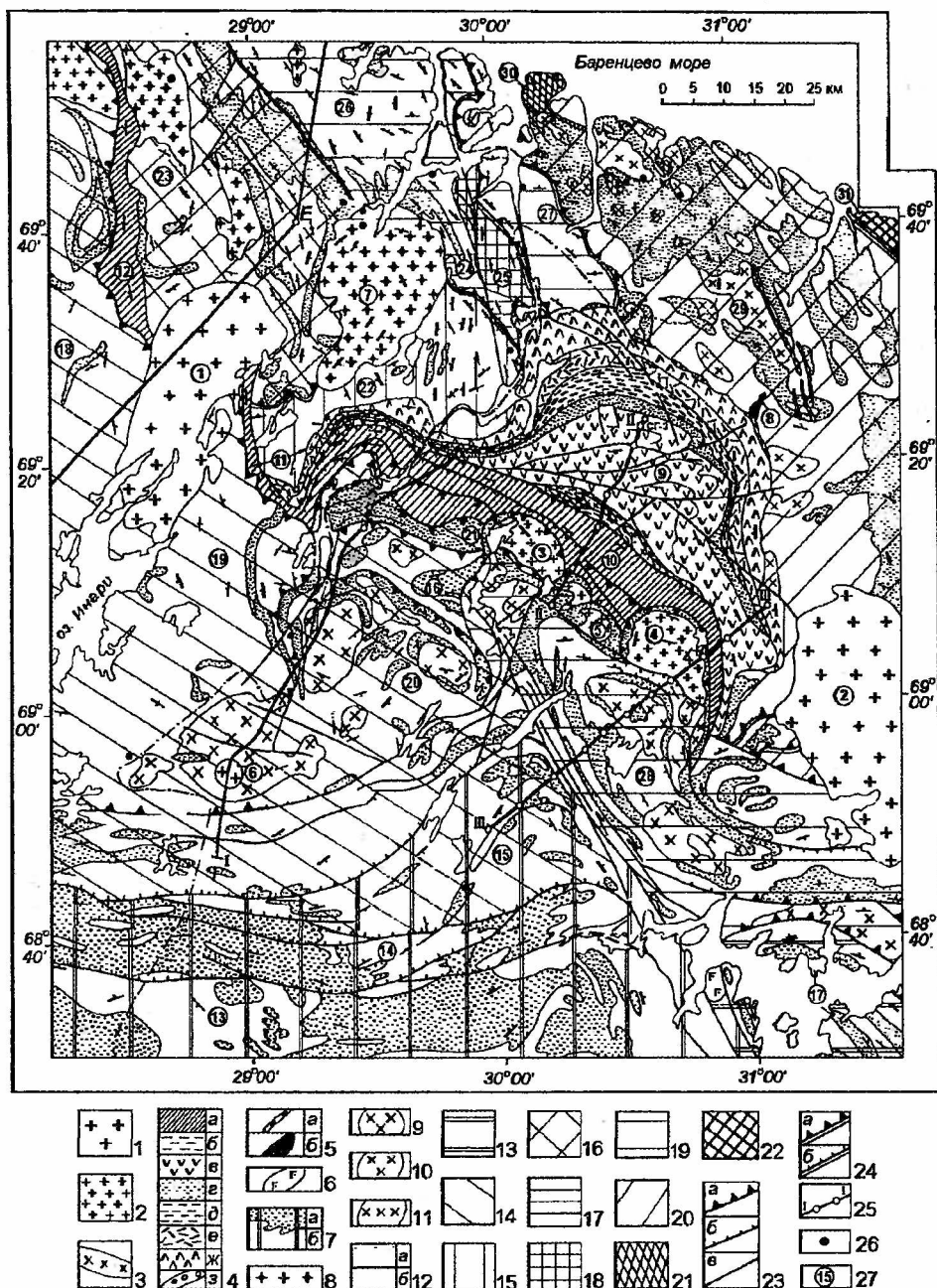


Рис. 10.2. Схематическая структурно-геологическая карта Лапландско-Печенгского района. Составил В.И. Пожиленко на основе данных [Geology map..., 1987; Metamorphic, structural..., 1988; Geology map..., 1995; Juve et al., 1995; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995; Melezhnik et al., 1995; Магматизм..., 1995; Geologisk kart..., 1996], Геологическая карта ..., 1996.

**Раннепротерозойские образования:** 1 - граниты, гранодиориты интрузий Вайноснаа (1), Лицко-Арагубского комплекса (2) и Ййваара (6); 2 - плагиограниты, гранодиориты Шуонинского (3), Каскельярского (4) и Руосельского (5) куполов; 3 - дациты, риодациты субвулканического комплекса г. Порьиташ; 4а - осадочно-вулканогенные породы Южно-Печенгской зоны (10), структур Пасвик (11) и Полмак (12); 4б-з - осадочно-вулканогенные породы каллояурской (6), матертской

(в), ламмасской и ждановской (г), заполярнинской и лучломпольской (д), пириттиярвинской и кувнеринийокской (е), маярвинской (ж) и телевинской (з) свит Северо-Печенгской зоны (9); 5 - плагионеперидотиты, оливиновые габбро дайкового Нясюкского комплекса (а), перидотиты, габбронориты, габбро расслоенных интрузий г. Генеральской (8), Карикъявр, Сакен (6); 6 - габбро-анортозиты; 7 - гранулиты кислого (а) и среднего (б) состава Лапландского гранулитового пояса, Лоттинская (13), Юнхес-Калаяурская (14) и Пардайвашская (15) "пластины"; 8 - гранодиориты типа Нейден (7). **Позднеархейские образования:** 9 - монзониты, сиениты; 10 - тоналиты, эндербиты; 11 - тоналиты, плагиограниты; 12 - супракрустальные (а) и полигенные (б) образования, отдельно Вырнимская синформа (16). **Террейны и слагающие их комплексы:** 13 - Беломорский террейн, Нотозерский блок (17); 14 - террейн Инари, комплексы Сзветти (18), Ваггатен (19), Хихнаярви (20) и Каскама (21); 15- 21 - Серварангер-Кольский террейн, комплексы: 15 - Сванвик (22), 16 - Гарсио (23), 17 - Браннфиллет (24), 18 - Бьерневатн (25), 19 - Варангер (26), Киркенес (27) и Хутоярв (28), 20 - Ярфиорд-Кола (29) и 21 - Хомпен (30); 22 - Мурманский террейн, Титовский блок (31). 23 - раннепротерозойские надвиги (а), крутопадающие (б) и субвертикальные (в) разломы; 24 - позднеархейские надвиги (а) и крутопадающие (б) разломы. 25 - геофизические профили: I-I, II-II и III-III. 26 - местоположение геохронологических проб по данным [Levchenkov et al., 1995]. 27 - главные структурные элементы - номера в кружочках (1-31).

Комплекс *Киркенес* расположен между комплексами Ярфиорд-Кола и Бьерневатн, контактируя с ними по зонам разломов, полого падающих на северо-восток. Комплекс был неоднократно метаморфизован и имеет сложнодислоцированное строение. В его пределах преобладает северо-западное простираение структурных элементов и кругое падение сланцеватости и полосчатости. В своей южной части он перекрыт осадочно-вулканогенными породами раннего протерозоя. Комплекс сложен гранитоидами, тоналитами, тоналито-гнейсами и гнейсами, среди которых встречаются тела амфиболитов и железистых кварцитов. Возраст тоналитов по данным цирконометрии равен  $2804 \pm 9$  млн. лет [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс *Варангер* на востоке контактирует по пологопадающему на восток разлому с комплексом Ярфиорд-Кола, а на западе - по крутопадающему разлому с комплексом Гарсио. Контакты же его с комплексами Бьерневатн и Браннфиллет трактуются неоднозначно. В строении комплекса Варангер преобладают тоналиты и серые гнейсы с возрастом  $2813 \pm 6$  и  $2803 \pm 15$  млн лет [Levchenkov et al., 1995]. Породы претерпели в различной степени мигматизацию, а также рассланцевание. Среди них отмечаются реликтовые фрагменты, сложенные гнейсами, амфиболитами с телами железистых кварцитов. Примером этих образований является комплекс Вален.

Комплекс *Бьерневатн*, приуроченный к границе двух террейнов, представляет собою по данным Л.Ф.Добржинецкой с соавторами [Dobrzhinetskaya et al., 1995] фрагмент зеленокаменного пояса железорудного типа позднеархейского возраста, аналогичного Оленегорскому. На северо-западе он ограничен Нейден-фиордом, а на юго-востоке перекрывается осадочно-вулканогенными породами раннего протерозоя. Комплекс Бьерневатн сложен орто- и парагнейсами, лептитам, амфиболитами, конгломератами и железистыми кварцитами. Последние слагают рудное поле Сюдварангер и присутствуют в виде гальки в базальных конгломератах структуры Пасвик. Породы данного комплекса сильно дислоцированы, преобладает северо-западное и субмеридиональное простираение крутопадающей сланцеватости и полосчатости [Bugge, 1960; Geologisk kart..., 1996].



Комплекс *Браннфиллет* примыкает на юго-востоке к комплексу Бьерневатн. Он может быть фрагментом зеленокаменного пояса Бьерневатн или представлять собою реликт сложнодислоцированной сжатой синформы, сложенной амфиболито-гнейсовыми толщами с железистыми породами, и являющийся продолжением комплекса Варангер.

Комплекс *Гарсио* контактирует на востоке с комплексом Варангер по системе крутопадающих на северо-восток разломов. На западе он перекрыт осадочно-вулканогенными породами структуры Полмак и прорывается интрузиями гранитоидов Нейден и Вайноспаа. В восточной части комплекса преобладает северо-западное простирание и крутое падение сланцеватости, полосчатости и осевых плоскостей складок. В южной и юго-западной частях устанавливаются фрагменты куполовидных структур и межкупольных образований. Комплекс Гарсио сложен в различной степени дислоцированными и мигматизированными тоналитами и кварцевыми диоритами. Среди мигматитов присутствуют пластовые тела амфиболитов и железорудных пород (участок Сванфиллет). U-Pb возраст прорывающих комплекс пегматитов равен  $2648 \pm 5$  млн лет, гранитоидов Нейден и Геахсоайви -  $2483 \pm 28$  и  $2503 \pm 3$  млн лет соответственно [Levchenkov et al., 1995].

Комплекс *Сванвик*, представляя собою фрагмент структуры позднеархейского возраста, имеет неопределенную границу на севере с комплексом Гарсио и прорван гранитоидами Нейден. На востоке он контактирует с комплексом Браннфиллет по крутопадающей зоне бластомилонитов, а на юге и юго-западе перекрыт осадочно-вулканогенными отложениями раннего протерозоя с базальными конгломератами в основании. Комплекс Сванвик сложен преимущественно тоналитами, серыми гнейсами и мигматитами, на отдельных участках установлены гнейсы и амфиболиты. Возраст тоналитов  $2825 \pm 34$  млн лет [Levchenkov et al., 1995]. Преобладающие пологие и средние углы падения гнейсовидности, по-видимому, отражают общий узор брахиформных структур или фрагментов куполовидных структур и межкупольных синформ.

Комплекс *Хутоявр* расположен к югу от Южно-Печенгской зоны. В пределах его ярко проявлено сочетание интенсивно деформированных и мигматизированных реликтовых куполовидных структур и межкупольных линейно вытянутых, сжатых синформ. Купола сложены тоналито-гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами по ним, а синформы - метаморфитами нестратифицированной аннамской толщи [Радченко и др., 1994]. Толща сложена амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми гнейсами, глиноземистыми гнейсами, содержащими силлиманит, кианит или ставролит, амфиболитами и линзовидными телами железистых кварцитов. В разрезах широко развиты маломощные линзовидные и линзовидно-пластообразные тела метаморфизованных ультрабазитов. Породы комплекса Хутоявр прорваны плагиогранитами-гранодиоритами Каскельяврского комплекса, возраст которых  $1940 \pm 40$  млн лет [Ветрин, 1988]. Совместно с ними комплекс был деформирован и надвинут на породы Южно-Печенгской зоны. Процессы деформации происходили, по-видимому, в свекофеннский этап карельского тектогенеза. На завершении этого же этапа формировались многофазные интрузии гранитов Лицко-Арагубского комплекса, приуроченные к разлому северо-восточного простирания. U-Pb возраст циркона и монацита из них равен  $1815 \pm 130$  млн лет, Rb-Sr метод по породе показывает более молодой возраст -  $1720 \pm 85$  млн лет [Пушкарев, 1990]. U-Pb датирование аналогичных пород из керна СГ-3 дало значение  $1745 \pm 9$  млн лет [Архейский комплекс..., 1991].

В целом, поведение вышеописанных комплексов Серварангер-Кольского террейна в течение карельского тектогенеза было несколько различным. В пределах его северной части широко развиты рои дайковых

комплексов различного состава и возраста, ориентировка которых меняется от северо-западного до северо-восточного в соответствии со сменой направлений тектонических деформаций [Магматизм..., 1995]. Формирование даек отражает жесткую реакцию архейских блоков на вертикальные и субгоризонтальные относительные перемещения, которые сопровождали развитие Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы. В пределах же южной части широко развиты бескорневые купола диоритов-гранодиоритов.

**Террейн Инари** (рис. 10.1, 10.2) ограничен с севера системой надвигов, расположенных южнее Южно-Печенгской зоны, а с юга - системой разломов листрического типа, падающих на север или северо-восток; на западе (уже за пределами рассматриваемого района) он ограничен норвежскими каледонидами [Marker, 1985; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Mitrofanov et al., 1995] Южнее оз. Инари террейн пересекается интрузиями наттанен-гранитов с возрастом  $1790 \pm 22$  млн лет [Naarala et al., 1987]. Террейн Инари состоит из комплексов Ваггатен, Хихнаярви, Каскама и Сэветти.

**Комплекс Ваггатен** располагается на финской территории восточнее оз. Инари. В его пределах плагиограниты и гранито-гнейсы слагают фрагменты центральных частей куполовидных структур, а слюдяные гнейсы, мигматиты, графит-слюдяные гнейсы, амфиболиты и линзовидные тела метаморфизованных ультрабазитов - межкупольные пространства. В результате пологого и разнонаправленного падения сланцеватости и полосчатости образуется структурный узор, подчеркивающий сочетание куполов и межкупольных пространств. Возраст тоналитов оценивается в 2730 млн лет [Metamorphic, structural..., 1988].

**Комплекс Хихнаярви** является продолжением комплекса Ваггатен на российской территории. На геофизических картах четко выделяются поля изометрической формы и более сложные по внутренним узорам участки между ними. Изометрические поля характеризуются пониженными магнитными и гравитационными характеристиками, тогда как пространства между ними представляют собою линейные и сложноустроенные зоны чередующихся образований, контрастно отличающиеся по магнитным характеристикам.

В центральных частях куполовидных структур и их фрагментов наблюдается пологое падение сланцеватости, преимущественно направленное от центра к периферии. Купола сложены лейкократовыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами и диорито-гнейсами, содержащими редкие реликты амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Межкупольные пространства представляют собою сильно дислоцированные нормальные сжатые или запрокинутые синформы и их фрагменты, или сложно-дислоцированные поля с нечетко выраженным структурным планом. Они сложены породными ассоциациями нестратифицированной аннамской толщи позднеархейского возраста [Радченко и др., 1994]. Породы представлены биотитовыми, двуслюдяными, биотит-силлиманитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Широко развиты также линзовидные тела ультрабазитового состава, часть из которых, по-видимому, первоначально представляли собою вулканогенные потоки и (или) субвулканические тела коматиитового состава.

Обособленное положение в северной части комплекса Хихнаярви занимает пластинообразная структура субширотного простирания, надвинутая на Каскамский комплекс ортогнейсов. В ней сохранились только реликты ранних куполовидных структур, центральные части которых сложены гранитами и гранито-гнейсами, а обрамления - сложно дислоцированными гнейсами и амфиболитами. Наиболее полный разрез последних представлен в синформе г. Кораблек.

Несколько особое положение в рассматриваемом комплексе занимает фрагмент Вырнимской синформы, сложенной биотитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, иногда кордиерит-содержащими парагнейсами, относимыми к нестратифицированной вырнимской толще позднеархейского возраста [Радченко и др., 1994]. По предварительным данным установлено, что Sm-Nd возраст протолита гнейсов равен 2401 млн лет (по устному сообщению д-ра М.Тиммермана, Дублин).

Комплекс *Каскама* образует пластину, которая оказалась надвинутой на гранатовые гнейсы так называемой свиты талья. По предварительным данным (устное сообщение д-ра М.Тиммермана) Sm-Nd возраст протолита гнейсов свиты талья равен 2305 млн лет. Наиболее полно комплекс Каскама представлен в реликтовых синформах гор Каскама и Шуорт, где были описаны опорные разрезы стратифицированной каскамской свиты, занимающей более высокое стратиграфическое положение по отношению к аннамской толще [Радченко и др., 1994]. В составе комплекса резко преобладают метаморфизованные вулканы основного и среднего состава, реже встречаются линзовидные тела амфиболизированных габбро, пироксенитов и перидотитов, а также троктолитов.

Комплекс *Светти* представлен небольшим фрагментом, расположенным на северо-западе террейна Инари, по своему строению и набору породных ассоциаций он близок к комплексу Вагтатен.

Одной из наиболее крупных структур в районе является *Лапландский террейн* или Лапландский гранулитовый пояс, отделенный от Инари и Серварангер-Кольского террейнов крутопадающими разломами (рис.10.1, 10.2). Лапландский террейн обладает ярко выраженной латеральной зональностью. В его южной части преимущественно развиты гранулиты основного и среднего состава, в меньшей мере - кислые гранулиты, метагаббро-анортозиты, эндербиты. В северной части преобладают диорито-гнейсы, гнейсы и кислые гранулиты, обладающие некоторыми признаками осадочного происхождения.

По современным геофизическим и геологическим данным Лапландский террейн представляет собою сложнопостроенный пакет полого погружающихся на север и северо-восток под углом 30° деформированных тектонических пластин с автономным характером строения [Buyanov et al., 1995; Mitrofanov et al., 1995]. Нижняя, наиболее плотная и высокоскоростная пластина прослеживается до глубины 14-16 км. Породы пластин были многократно рассланцованы, в южной части вплоть до ультрабластомилонитов, в условиях высокобарного гранулитового метаморфизма.

При движении вверх по условному разрезу уменьшается степень рассланцевания, но увеличивается интенсивность процессов эндербитизации, чарнокитизации и гранитизации [Mitrofanov et al., 1995]. Нижняя часть условного разреза сложена гранулитами основного состава, а в верхних его частях, в пределах Лоттинской и Юнгес-Каллаяурской пластин ортогнейсы перемежаются с парагнейсами. Ортогнейсы или гранулиты среднего состава представлены диорито-гнейсами, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими, часто диафторированными сланцами, которые участками были интенсивно гранитизированы. В них иногда сохраняются реликты минеральных парагенезисов, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма, а также реликтовые магматические структуры. Парагнейсы включают в себя силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, реже биотитовые и кордиеритсодержащие гнейсы, а также кислые гранулиты или гранат-кварцевые и гиперстен-гранат-кварц±силлиманитовые породы. В пределах российской части рассматриваемого района гранулиты среднего и кислого состава пользуются одинаковым распространением, а на территории Финляндии и Норвегии

резко преобладают кислые гранулиты и гнейсы. Поля гранулитов кислого состава имеют нечетко выраженную внутреннюю структуру, обусловленную наличием мелких складок, линейности и сланцеватости, реже ритмичной полосчатости флишеоидного типа, тогда как ультрабластомилониты образуют хорошо выраженные протяженные зоны.

В пределах Лоттинской и Юнгес-Каллаурской пластин иногда устанавливаются реликты сложноскладчатых первичных структур, а также относительно крупные вторичные структуры - сигмоиды и структуры вращения с правосторонним и левосторонним рисунками, возникшие в условиях пластических сдвигов (рис.10.2). Внутри сигмоид и линз, ограниченных, как правило, крутопадающими разломами, сохраняются реликты ранних автономных структур и структурных элементов. В пределах северной Пардайвашской пластины, расположенной в районе коленчатообразного изгиба пояса и ограниченной крутопадающими разломами от террейна Инари (на севере) и комплексов Хутоярв и Нотозерского блока (на северо-востоке), можно предположить тектонический меланж и смешение пород комплексов Хихнаярви, Хутоярв и Лапландского террейна.

Опубликованные до 1993 года геохронологические данные для пород Лапландского гранулитового пояса укладываются в интервал 2.0-1.9 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикова и др., 1993б]. Эти данные были положены в основу многих моноциклических моделей образования пояса [Barbey et al., 1984; Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Минц, 1992]. В последние годы получен ряд более древних датировок: U-Pb данные для цирконов из габбро-анортозитов г. Пыршин, а также Колвицких тундр и Главного хребта - 2453-2450 млн лет [Митрофанов и др., 1993]; Rb-Sr и U-Pb датировки метаморфитов комплекса Танаелв -  $2700 \pm 44$  и  $2703 \pm 9$  млн лет [Kozlov et al., 1995]; модельный Sm-Nd возраст протолитов гранулитов определен в 2400 млн лет [Timmerman, Daly, 1995; Mitrofanov et al., 1995]. Новые данные свидетельствуют о сложном, полициклическом формировании пояса и досвекофеннском времени его заложения. В окончательном же виде структурный ансамбль Лапландского пояса был сформирован на свекофеннском этапе карельского тектогенеза.

## *10.2. Геологическое описание сейсмических профилей*

В этом разделе приводятся данные геологических наблюдений по трем геофизическим профилям, ориентированным с северо-востока на юго-запад и пересекающим основные структуры Лапландско-Печенгского района (рис.10.1,10.2). Профиль I-I располагается вдоль российско-финляндской границы (по автодороге Никель-Раякоски) и протягивается от южной оконечности оз. Салмиярви, затем вдоль западного берега оз. Пороярви и далес на юг до Лапландского пояса. Профиль II-II начат севернее СГ-3, затем он проходит мимо СГ-3 и далее вдоль озер Шульгярв и Ансемяур до верховья р.Печенга. Профиль III-III проходит вдоль руч.Валлас до оз. Каскельярв и далее на юг до автодороги пос. Верхнетуломский - р.Лотта.

**Профиль I-I.** Профиль пересекает западный фланг Печенгской структуры (на участке резкого уменьшения ее мощности и перехода в структуру Пасвик), восточную часть террейна Инари, Лапландский гранулитовый комплекс и архейский зеленокаменный пояс Танаелв (рис.3.4; 10.3). В данной главе приведена интерпретация северной части профиля, описание же южной части дано в главе 3 и опубликовано в работе [Kozlov et al., 1995].

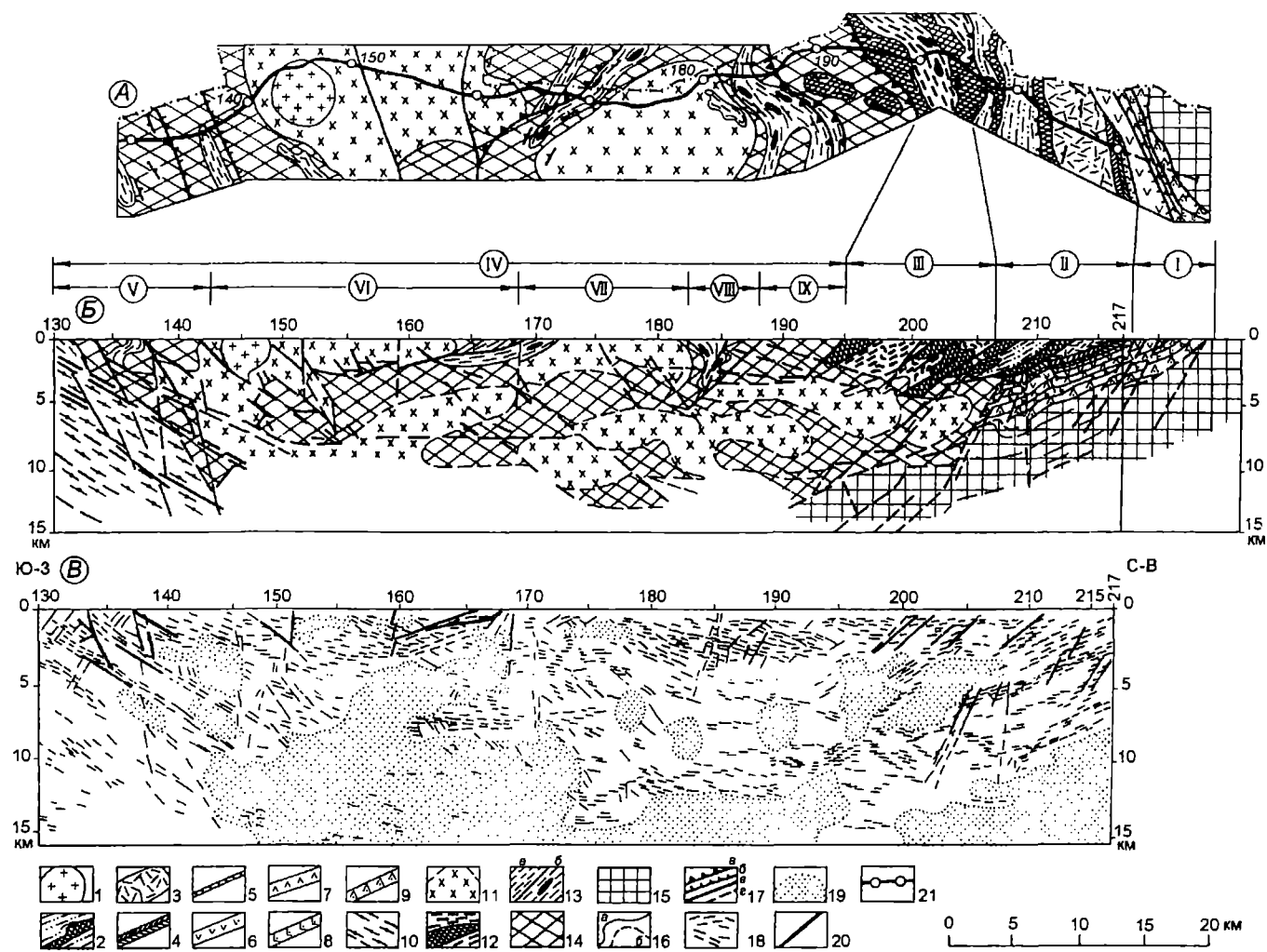


Рис. 10.3.

Рис. 10.3. Схематическая геологическая карта (А), геологический разрез (Б) и разрез ОГТ (В) по профилю I-I (руч. Шуони -оз. Пороярви - пос. Раякоски).

1 - гранитоиды Ийваарской интрузии; 2-5 - метаосадочно-вулканогенные породы тальинской (2) и каплинской (3) толщ, брагинской (4) и каллоярвской (5) свит Южно-Печенгской зоны; 6-9 - метавулканогенные породы матертской (6), запольярнинской (7), пиртияярвинской (8) и маярвинской (9) свит Северо-Печенгской зоны; 10 - кристаллические сланцы и гнейсы Лапландского гранулитового пояса; 11 - тоналиты, гранодиориты и мигматиты; 12 - гнейсы, сланцы и амфиболиты Каскамской "пластины"; 13 - гнейсы (а), гнейсы и метаультрабазиты синформ (б) комплекса Хихнаярви; 14 - гнейсы, гранито-гнейсы и диорито-гнейсы комплекса Хихнаярви (комплекс основания); 15 - гнейсы и мигматиты комплекса Сванвик; 16 - определенные (а) и неопределенные (б) геологические границы; 17 - пологие (а), крутопадающие (б), субвертикальные (в) и предполагаемые (г) разломы; 18 - отражающие площадки; 19 - участки с однородным строением и малым количеством отражающих площадок; 20 - предполагаемые разломы (на вставке В); 21 - профиль ОГТ и номера пикетов. I-IX - структурно-тектонические зоны и комплексы: I - Северо-Печенгская и II - Южно-Печенгская зоны; III - Каскамская "пластина", IV - блоково-купольная зона и V - Каранъяурская "пластина" комплекса Хихнаярви; VI - Ийваарский и VII - Ахмаваарский купола гранитоидов; VIII - зона смятия сложно дислоцированных синформ; IX - Куройв-Кораблекская "пластина" комплекса Хихнаярви.

Несколько севернее начала профиля эрозией вскрыты биотитовые, реже биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогранито-гнейсы позднего архея, слагающие Серварангер-Кольский террейн и имеющие преимущественно северо-восточное простирание.

Породы карельского комплекса Северо-Печенгской зоны (зона I на рис.10.3) представлены метавулканитами андезито-базальтового, трахибазальтового и толеит-базальтового состава соответственно маярвинской, пиртияярвинской и матертской свит, и прорывающими их линзовидно-пластовыми телами офитовых габбро. Контакты пород разных свит, как правило, осложняются зонами рассланцевания и милонитизации. Среди метавулканитов различаются массивные, миндалекаменные и шаровые лавы, которые иногда разделены прослоями туфов и туффитов. Метаосадочные породы играют небольшую роль и наблюдаются в виде отдельных маломощных линз, сложенных доломитами или метаалевролитами. Степень метаморфических преобразований пород уменьшается с севера на юг от амфиболовой фации до хлорит-амфиболовой субфации зеленосланцевой фации. Преимущественное падение пород на юг под углами 35-40°.

Породы Южно-Печенгской (зона II на рис.10.3) и Северо-Печенгской зон разделены крутыми надвигами Порьяташского разлома, зафиксированными зонами рассланцевания и брекчирования. Южная зона в районе ПК 217-212 последовательно сложена хлорит-серицитовыми и графитсодержащими сланцами и кварцитами каллоярвинской свиты, metabазальтами, метатуфобрекчиями, метапсаммитами и метаалевролитами брагинской свиты, рассланцованными вулканитами пикритового состава и их туфами меннельской толщи, метаандезитами и дацит-риолитами каплинской толщи, а также сланцеватыми амфиболитами неустоановленного возраста. Встречаются редкие маломощные тела метапироксенитового состава. Породы смяты в крутозалегающие складки северо-восточного простирания с падением крыльев в южных румбах под углами 50-65°. Степень их метаморфизма повышается с севера на юг от хлорит-актинолитовой субфации до эпидот-амфиболовой фации.

Южнее (ПК 212-207) вскрыты относительно слабдеформированные породы тальинской толщи, имеющей четко выраженное ритмично-слоистое строение. Она состоит из метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации терригенно-осадочных пород, превращенных в слюдяные, гранат-слюдяные, амфибол-биотитовые, хлоритовые и углеродистые сланцы, и кварциты, с которыми ассоциируют редкие тела амфиболитов. Стратиграфическое положение тальинской толщи является дискуссионным: существуют варианты ее позднеархейского, а также раннепротерозойского сумийского или калевийского возрастов. Основываясь на Sm-Nd возрасте протолита метагравитовых пород - 2305 млн лет (устное сообщение М. Тиммермана, Дублин), можно предположить формирование терригенных осадков тальинской толщи в постсумийское время.

В районе ПК 212-195 (зона III на рис.10.3) залегают гнейсы и амфиболиты каскамской свиты, слагающие сложно деформированную Каскамскую синформу, а в районе ПК 195-188 (зона IX) - породы Куройв-Кораблекской "пластины" комплекса Хихнаярви (террейн Инари). Комплекс сильно деформирован и содержит реликты синформ, в ядерной части которых залегают ортоамфиболиты. Синформы имеют северо-восточное простирание, они осложнены тектоническими нарушениями того же направления. Наличие пологих отражающих площадок на разрезах обусловлено кососекущим характером ориентировки профиля по отношению к структурным элементам.

В районе ПК 188-182 (зона VIII) расположена зона интенсивного смятия. В ее пределах наблюдаются фрагменты синформ, сложенных гнейсами, сланцами, амфиболитами и линзовидными телами ультрабазитов комплекса Хихнаярви.

Южнее (ПК 182-130) располагается часть комплекса Хихнаярви с хорошо выраженным купольно-блоковым строением. Профиль пересекает Ахмаваарский (зона VII) и Ийваарский (зона VI) купола гранитоидов, более молодую Ийваарскую интрузию граносиенитов, а также Каранъяурскую "пластину" (зона V). Последняя оказалась надвинутой на породы Лапландского гранулитового пояса. Ядерные части купольно-блоковых структур сложены тоналитами и гранодиоритами, а в межкупольных пространствах залегают гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы и мигматиты аннамской толщи.

Мы предполагаем, что глубинные части (до 10 км) комплекса Хихнаярви сложены гранитами и гранодиоритами, подобных породам ядерных частей куполов. На виброрейсмическом профиле им соответствуют участки с относительно однородным строением и с малым количеством слабо проявленных отражающих площадок.

**Профиль II-II.** Данный профиль пересекает Печенгскую структуру в наиболее широкой ее части, включая подзону купольно-блокового строения (рис.7.8; 10.4).

В северной части профиля (зона I на рис.10.4) располагаются метавулканогенные породы матертской и суппваарской свит, выполняющие Куорпукасский, Матертский и Шульгурско-Кучинтундровский блоки Северо-Печенгской зоны.

В пределах ПК 960-754 разрез преимущественно сложен слабо метаморфизованными (пренит-пумпеллиитовая субфация) массивными, шаровыми и вариолитовыми лавами толеит-базальтового состава и переслаивающимися с ними в виде маломощных линз и прослоев лавобрекчиями, туфами, туффитами, гиадокластитами и сульфидно-углеродистыми алевритами. Мощность лавовых покровов (потоков) колеблется от нескольких до 40-50 м при преобладании от 10 до 20 м. Помимо вулканитов, широко развиты линзовидно-пластовые субвулканические тела офитовых габбро силлового типа. СГ-3 пересекает в интервале 340-610 м шесть лавовых потоков ферропикритов мощностью от 10 до 50 м, превращенных в тальк-серпентин-хлорит-актинолитовые сланцы.





Рис. 10.4. Схематическая геологическая карта (А), геологический разрез (Б) и разрез ОГТ (В) по профилю II-II (СГ-3 - оз. Руоссельяур).

1 - дациты и риолиты г. Порыташ; 2 - плизиограниты Шуонинского купола; 3 - серпентиниты, верлиты, габбро (а) и офитовые габбро (б); 4-7 - метасадочно-вулканогенные породы тальинской (4) и каплинской (5) толщ, брагинской (6 - metabазальты, 7 - сланцы, туфы) и калляюрской (8) свит Южно-Печенгской зоны; 9-16 - метасадочно-вулканогенные породы суптваарской (9), матертской (10 - четвертой, 11 - третьей и первой, 12 - второй толщ), ждановской (13), заполярниинской и лучломпольской (14), пирттиярвинской и кувернеринйокской (15), маярвинской и телевинской (16) свит Северо-Печенгской зоны; 17 - нерасчлененные сланцеватые амфиболиты; 18 - сланцы по породам Шуонинского купола; 19 - гранитоиды и мигматиты близповерхностных (а) и глубинных (б) частей Шуонинского купола; 20 - глубинные части террейна Инари (а) и области неопределенности (б); 21 - глубинные части Серварангер-Кольского террейна, комплексы Ярфиорд-Кола (а), Бьерневатн (б) и Сванвик (в); 22 - установленные (а) и предполагаемые (б) разломы, установленные (в) и предполагаемые (г) геологические границы; 23 - разломы (а) и отражающие площадки (б) на вставке В; 24 - точки взрывов на карте (а) и разрезе (б); 25 - структурно-тектонические зоны: I - Северо-Печенгская зона, Куорпукасский, Матертский и Шульгяурско-Кучинтундровский блоки; II - система Порыташских разломов; III - Пороярвинская и IV - Шуони-Каскельярская подзоны Южно-Печенгской зоны.

Контакты между вулканогенными породами матертской свиты с подстилающими метасадочными образованиями ждановской свиты ("продуктивная толща") имеют согласный и постепенный характер, обусловленный чередованием metabазальтов, тонко-ритмических туфов и филлитовых сланцев в пределах первой сотни метров. Наряду с этим, вблизи контакта в сланцах проходит зона рассланцевания мощностью до 250-300 м с падением сланцеватости на юг под углами 50-70°. СГ-3 вскрыла данный контакт на глубине 1059 м, который проводится между крупнозернистым metabазальтом и нижележащим туфогенным метаалевролитом [Кольская сверхглубокая..., 1984].

В пределах ПК 900-880 залегает горизонт пород кислого состава хемогенно-осадочно-туфогенной природы мощностью около 40 м и падением в южных румбах преимущественно под углом 25°. Данный горизонт прослежен на поверхности от западных отрогов г.Куорпукас до р.Печенга и далее до восточных отрогов г.Матерт, и является маркирующим для Северной мульды. Строение Северной мульды осложнено пологими складками с размахом крыльев до 1-2 км и разрывными нарушениями поперечного и диагонального направлений.

В районе ПК 740-730 и 640 располагаются соответственно Луотнинский и Шульгяурский разломы, в пределах которых широко развиты процессы рассланцевания, брекчирования и окварцевания. Движение микроблоков, которое было неоднократным, первоначально носило сдвиговый, а затем взбросо-надвиговый характер. Плоскости смещений падают в южных румбах под углами 70-80°. Падение сланцеватости на юг под углами 30-35°.

Между ПК 754 и ПК 570 разрез преимущественно сложен метаморфизованными лавовыми покровами толеит-базальтового состава, а также маломощными линзовидными прослоями литокристаллокластических и агломератовых туфов, туффитов и сульфид-углеродистых сланцев. Широко развиты тела офитовых габбро мощностью от 10 до 150 м, северные контакты которых часто тектонизированы, а южные представляют собою зоны разуплотнения, сцементированные кварцевым или кварц-карбонатным

материалом. В начале разреза на поверхности встречаются отдельные маломощные расслоенные потоки и шаровые лавы ферропикритов. Взаимоотношения метавулканитов и туфогенно-осадочных пород имеют различный характер: в ряде случаев сохраняются первичные согласные границы, наряду с этим часто встречаются тектонизированные контакты. В последнем случае туфогенно-осадочные породы рассланцованы или милонитизированы, интенсивно ожелезнены и образуют на плане серповидные линзы мощностью до 10 м и протяженностью от первых десятков метров до первых километров, обращенных выпуклой стороной на северо-восток под углами 30-40°.

В районе оз.Шульгяур пробурена в 1990-1991 гг. структурная скважина С-VI до глубины 2300 м, которая является продолжением скважины 3077. В пределах 0-500 м зафиксировано чередование массивных и шаровых лав толеитовых базальтов и ферропикритов, разделенных маломощными прослоями лавобрекчий и туфов или субвулканическими телами офитовых габбро; ниже 500 м разрез становится более однородным и сложен толеитовыми базальтами, туфами и офитовыми габбро [Магматизм ..., 1995].

На отрезке между ПК 570-340 профиль проходит через Пороярвинскую подзону Южной зоны в наиболее широкой ее части (зоны II и III на рис.10.4). В районе ПК 570-500 или гор Порьиташ и Лак-Порьиташ, эрозией вскрыты два мощных субвулканических тела, имеющих линзовидную форму и секущий контакт по отношению к сланцеватости вмещающих пород. Данные тела, общей мощностью 1.5 км, имеют дифференцированное строение: центральная и прикровельная части сложены лейкократовыми дацитами, а приподошвенная часть - андезитодацитами и дацитами, обогащенными фенокристаллами. [Skuf 'in, 1995; Магматизм..., 1995]. Последние прорываются более поздними телами второй фазы, представленными эруптивными брекчиями риолитового состава. Субвулканическое тело мощностью 110 м, аналогичное по геохимическим особенностям вышеназванным породам, трассирует (по данным изучения СГ-3) контакт между лучломпольской и заполярнинской свитами [Кольская сверхглубокая..., 1984].

Субвулканические тела гор Порьиташ и Лак-Порьиташ располагаются в пределах площади развития каллоярской свиты, сложенной метаосадками и метатуфами, метаморфизованными в условиях хлорит-актинолитовой субфации. В основании разреза свиты располагается маломощная пачка туфов, туфопесчаников и туфогравеллитов андезитового состава мощностью до 20 м, которая залегает непосредственно на metabазальтах суппваарской свиты. Она последовательно сменяется пачками ритмично-слоистых углеродистых сланцев, силицитов и карбонатсодержащих филлитов, серицитовых и серицит-карбонатных метаалевролитов, туфопесчаников и филлитов, серицит-углеродистых и углеродисто-карбонатных метапелитов и метаалевролитов, среди которых залегают отдельные потоки metabазальтов. Падение слоистости на юго-запад под углами 45-50°.

Вблизи юго-западного контакта субвулканических тел проходит Порьиташский разлом, выраженный на местности зоной интенсивного рассланцевания и брекчирования с карбонатным цементом. Плоскости рассланцевания имеют крутое (75-85°) падение в южных румбах. Сланцы, развитые севернее и южнее разлома, по литологическим признакам близки между собою.

В районе ПК 500-440 залегают метавулканиты андезито-базальтового, андезитового и, реже, базальтового состава брагинской свиты, переслаивающиеся с туфами базальтового и пикритобазальтового состава, туффитами и углеродсодержащими сланцами. Общая их мощность достигает 2.5 км. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

При движении на юго-восток к оз.Брагино среди метавулканитов главную роль играют базальты и пикритобазальты. Падение слоистости пород на юго-запад под углами 60-75°. Основная часть разреза в районе ПК 440-390 сложена интенсивно рассланцованными пластовыми телами экструзивного типа метаандезитового и андезит-дацитового состава каплинской толщи. В подчиненном количестве присутствуют рассланцованные метаандезито-базальты и метаандезиты, первоначально слагающие маломощные лавовые потоки, и прослои туфопесчаников и туфосланцев. Характерным для толщи является обогащение магнетитом. Падение сланцеватости пород на юг под углами 55-65°. На ПК 390-364 наблюдаются породы южного крыла брагинской свиты, представленные метаалевролитами, метапесчаниками, туфами и редкими телами амфиболитов с реликтами порфировидной структуры (офитовые габбро). Падение сланцеватости пород преимущественно на юго-запад под углами 65-70°, реже на северо-восток под углами 80-85°. На ПК 364-340 залегают биотитовые гнейсы и редкие пластовые тела биотитсодержащих тонкозернистых амфиболитов тальинской толщи с падением гнейсовидности на юго-запад под углом 70°.

В южной части (ПК 340-280) профиль пересекает Шуони-Каскельярскую подзону купольно-блокового строения (зона IV на рис. 10.4), в том числе гнейсы и сланцеватые амфиболиты, обрамляющие Руосельский купол и круто падающие на юго-запад под углом 70° (ПК 340-330), гранодиориты и диориты Руосельского купола (ПК 330-290), гнейсы и амфиболиты, выполняющие килевую часть синформы, погружающуюся на юго-запад (ПК 290-220). Последние могут по составу коррелироваться с породами каскамской свиты. Юго-западное окончание профиля расположено в пределах пологопадающего сдвига-надвига, по которому породы комплекса Хутояр оказались надвинутыми на гранитоиды Руосельского купола.

**Профиль III-III.** Для сопоставления вибросейсмических и сейсмических результатов ОГТ-МОВ выбран сейсморазведочный профиль, выполненный И.В.Литвиненко [1984], который пересекает юго-восточную часть Печенгской структуры и комплекс Хутояр Серварангер-Кольского террейна, и протягивается до северной части Лапландского гранулитового пояса (рис. 10.5).

Профиль в своей северной части пересекает метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации породы Шутьяурско-Кучинтундровского блока Севсро-Печенгской зоны, на участке его пережима (зона I на рис.10.5). Между ПК 1-3 залегают сланцеватые метавулканиты андезитобазальтового состава маярвинской свиты, маломощный горизонт кварцитов, доломитов и сланцев кувернеринийокской свиты, лавовые потоки миндалекаменных трахибазальтов пирттиярвинской свиты, рассланцованные, массивные и шаровые лавы толеит-базальтового состава заполярнинской свиты.

В районе ПК 3-4 профиль пересекает метапелитовые и алевропелитовые туфы и туффиты, сульфидно-углеродистые и метапелитовые сланцы ждановской и ламмасской свит ("продуктивная толща"). В пределах площади развития сланцев широко развиты линзовидно-пластовые тела интенсивно эпидот-амфиболитизированных габбро и офитовых габбро, значительно реже встречаются безрудные и обогащенные сульфидной вкрапленностью линзовидно-буддинированные тела серпентинитов.

Далее на юг (ПК 3-6) эрозией вскрыты покровы массивных и шаровых лав эпидот-хлорит-актинолитизированных толеитовых базальтов и пластовые тела офитовых габбро матертской и суппваарской свит, с которыми перемежаются агломератовые брекчии, метаалевропелитовые туфы, туффиты и, редко, кварцевые метапсаммиты. Падение пород на юго-запад под углами 35-40°.

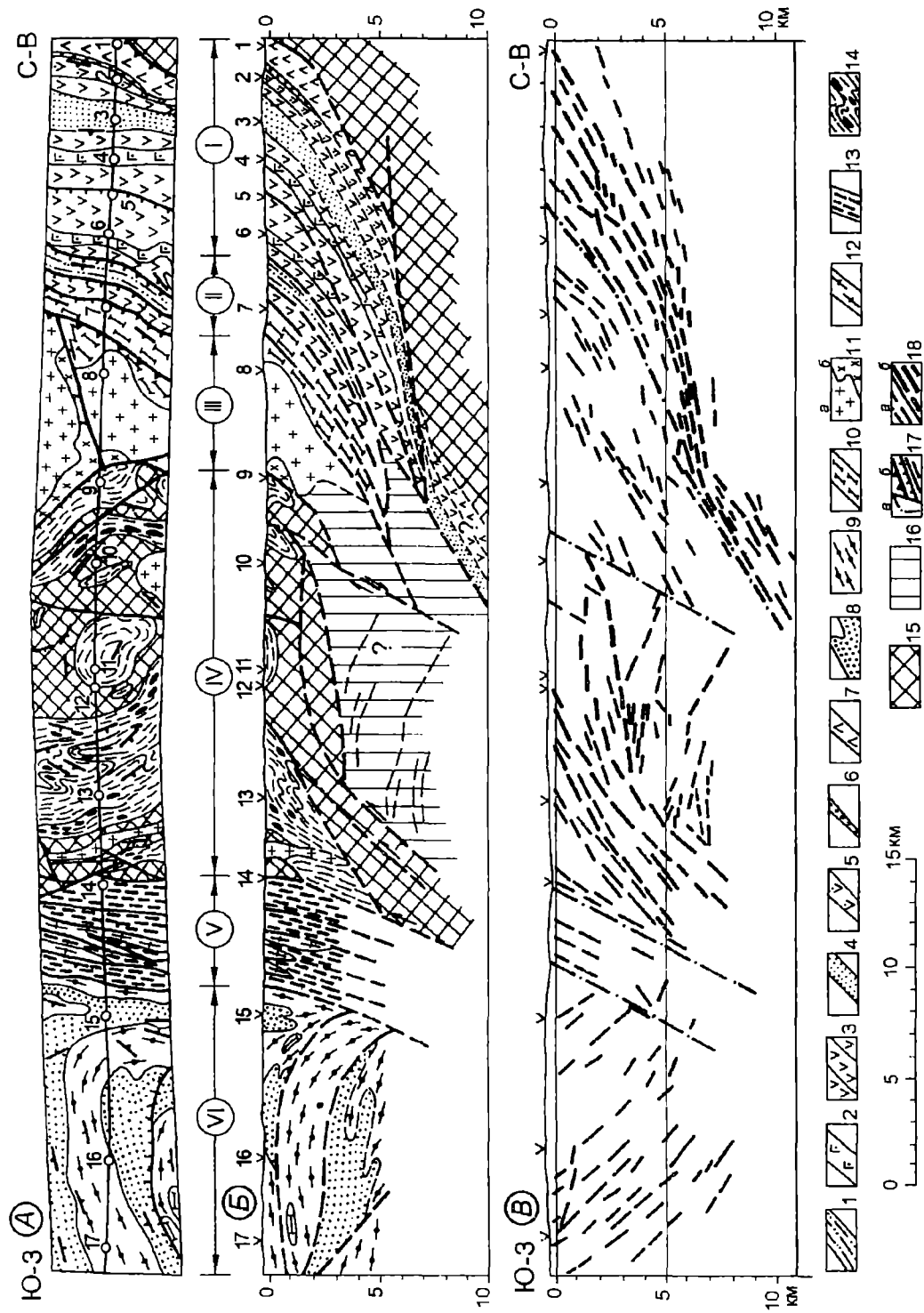


Рис. 10.5.

Рис. 10.5. Схематическая геологическая карта (А), геологический разрез (Б) и сейсмический разрез МОВ по данным И.В. Литвиненко [1984] (В) по профилю III-III (руч. Валлас - оз. Каскельярв - р. Лотта).

1 - сланцы калляюрской свиты Южно-Печенгской зоны; 2 - офитовые габбро; 3 - метабазалыты, ферропикриты и их туфы супиваарской, матертской и запольяринской свит; 4 - сланцы ждановской свиты ("продуктивная толща"); 5 - метабазалыты и трахобазалыты пиртияярвинской свиты; 6 - кварциты и доломиты кувернерийокской свиты; 7 - метаандезито-базалыты маярвинской свиты; 8-9 - гранулиты кислого (8) и среднего (9) состава Лапландского пояса; 10 - сланцеватые амфиболиты; 11 - плагиограниты (а), гранодиориты (б) Каскельярского купола; 12-13 - ультрабластомилониты по гранито-гнейсам и мигматитам (12), породам Лапландского пояса и комплекса Хутоявр Серварангер-Кольского террейна (13); 14-15 - гнейсы, амфиболиты и метаультрабазиты синформ (14), гранито-гнейсы и мигматиты (15) комплекса Хутоявр; 16 - глубинные части террейна Инари (комплекс Хиснаярви); 17 - разломы на сейсмическом разрезе (а), на геологической карте и разрезе (б), в том числе пологие, крутые, субвертикальные и предполагаемые; 18 - отражающие площадки и границы на сейсмическом разрезе, построенные по слабым (а) и интенсивным (б) волнам. Структурно-тектонические зоны: I - Северо-Печенгская зона, Шульгярско-Кучинтундровский блок; II - Пороярвинская и III - Шуони-Каскельярская подзоны Южно-Печенгской зоны; IV - комплекс Хутоявр; V - Аккимская зона разломов; VI - Пардайвашиская "пластина" Лапландского гранулитового пояса.

Между ПК 6-7 залегают породы Пороярвинской подзоны (зона II на рис.10.5), отделенные от пород Северо-Печенгской зоны системой Порыташских разломов. Они представлены хлоритовыми, слюдяными и углеродсодержащими сланцами калляярвинской свиты, сланцеватыми амфиболитами, метаалевролитами и метапсаммитами брагинской свиты, амфиболлизированными туфами и туфобрекчиями пикритового состава меннельской толщи, залегающие в ядре синклинальной складки, и вновь, сланцеватыми амфиболитами, актинолитовыми и слюдяными сланцами, метатуфами и кварцитами брагинской свиты. Южнее профиля, в районах оз. Песчаное и г.Тюльпвыд, расположены два микроблока, выполненные рассланцованными шаровыми и массивными лавами базальтового состава, близкими по геохимическим особенностям метавулканитам супиваарской свиты.

В районе ПК 7-9 пересечена Шуони-Каскельярская подзона купольно-блокового строения (зона III на рис.10.5), сложенная сланцеватыми амфиболитами и гранитоидами Каскельярского купола. Сланцеватые амфиболиты, отделенные от выше охарактеризованных метавулканитов разломом, обрамляют широкой полосой с севера и северо-востока купол. Они близки по геохимическим особенностям к высокотитанистым пикритам меннельской толщи и первоначально представляли собою, главным образом лавовый фациальный тип [Smolkin et al., 1995]. Каскельярский купол, разделенный субмеридиональным разломом на два неравных по размерам, но однотипных по строению фрагмента: оз.Оленьего и г.Коудшерайв. В их составе преобладают диориты и гранодиориты, в подчиненном количестве встречаются плагиограниты. При движении от центра к периферии по данным Г.В.Виноградовой [Ветрин, 1988] наблюдается постепенная смена плагиогранитов биотитовыми гранодиоритами, амфибол-биотитовыми гранодиоритами и амфиболовыми гранодиоритами. Для гранодиоритов характерным является массивная, реже гнейсовидная текстура. Гнейсовидность в западной части г.Коудшерайв имеет крутое падение (70-80°) на запад - северо-запад, а в восточной части - более пологое (55-60°). В крайних частях купола наблюдаются зоны мигматизации мощностью от несколько сот метров

до 2 км и жилы плагиогранитов, секущие сланцеватые амфиболиты. Помимо этого, описано воздействие гранодиоритов на сланцы Южной зоны.

Южная часть профиля пересекает комплекс Хутояр Серварангер-Кольского террейна (ПК 9-14), Аккимскую (или Вуашяурскую) зону ультрабластомилонитов (ПК 14-15) и северную Пардайвашскую "пластину" (ПК 15-17) Лапландского террейна.

Комплекс Хутояр (зона IV на рис. 10.5) имеет хорошо выраженное купольно-блоковое строение. Фрагменты и килевые части синформ в пределах куполов и блок-антиклинорий, а также линзы, пластины и сложнорасчлененные синформы в обрамлении этих структур сложены гнейсами разнообразного состава, сланцами и амфиболитами. В обрамлениях куполов залегают также железистые кварциты и большое количество линзовидных тел ультрабазитов, что обуславливает их более повышенные характеристики магнитных и гравитационных полей.

Аккимская зона (зона V на рис. 10.5), сопряжена с системой крутопадающих разломов (Мохтёзерская по И.В.Литвиненко [1984]), которая отделяет породы комплекса Хутояр от Лапландского террейна. В ее пределах широко проявлены процессы ультрабластомилонитизации пород кислого, среднего и основного состава, проходящие в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма. Кроме того в этой зоне выявлены породы с аномально высоким содержанием графита, германия и марганца.

Пардайвашская "пластина" (зона VII на рис. 10.5) пересечена профилем на участке ее коленообразного изгиба. Она сложена диафторированными гранулитами кислого и среднего состава (или гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболсодержащими сланцами и диорито-гнейсами). В районе ПК 15 установлено крутое падение пород на северо-восток, а ПК 17 - пологое на юго-запад при одновременном крутом падении сланцеватости.

### *10.3. Глубинное строение района по результатам комплексной интерпретации сейсмологических данных*

Приведенные ниже выводы о глубинном строении Лапландско-Печенгского района базируются на геолого-геофизических данных, полученных различными методами и с разной степенью достоверности. Первая группа данных - это информация о строении, составе и физических свойствах обнажающихся на дневной поверхности структурно-вещественных комплексов, вторая группа получена в результате комплексных геолого-геофизических исследований Кольской сверхглубокой скважины, а также других структурных скважин, и, наконец, третья группа объединяет данные, полученные геофизическими методами ГСЗ и МОБЗ, на основе которых можно судить о строении, степени и характере неоднородности коры до глубин 40-50 км. Степень достоверности информации с глубиной заметно уменьшается, будучи достаточно высокой до глубин 10-13 км.

На вышеприведенных сейсмогеологических разрезах (рис. 3.10; 9.10; 10.3-10.5) можно видеть сложный характер и ярко выраженную неоднородность глубинного строения земной коры. Наибольшая степень неоднородности коры характерна для ее верхней части (до глубины 15 км), в пределах которой обособляются крупные фрагменты Инари и Серварангер-Кольского составных террейнов, Лапландского гранулитового пояса и Печенгской структуры, разделенные хорошо выраженными зонами тектонических нарушений. Роль же внутроструктурных разломов менее значительна.

Серварангер-Кольский и Инари террейны, преимущественно сложенные позднеархейскими комплексами, имеют ярко выраженную специфику в своем глубинном строении. Определяющими общий стиль их строения являются купольно-блоковые структуры, межкупольные синформы и "пластины", продолжение которых отчетливо прослеживается и на глубине. Они рассечены разновозрастными и различно ориентированными разломами, часто с зонами blastomylonites (shear-zones), в результате чего формировались дополнительные структуры линзовидной или серповидной формы.

Разломы, разделяющие в пределах Серварангер-Кольского террейна комплексы Сванвик, Браннфиллет, Бьерневатн, Киркенес и Ярфиорд-Кола, продолжаются также в пределы нижней части раннепротерозойского комплекса Севсро-Печенгской зоны. Часть из них, преимущественно падающая на северо-восток, является конседиментационной, так как регулируют размещение осадочных и вулканогенных фаций раннепротерозойского комплекса. На основании анализа имеющихся данных можно сделать вывод, что значительных перемещений по ним в раннем протерозое не происходило.

Границы между комплексами Ярфиорд-Кола, Бьерневатн и Сванвик подсечены СГ-3, где они имеют субгоризонтальное положение (рис.10.4). Формирование этих границ происходило, по-видимому, несколько позднее формирования тоналитов (2.8-2.85 млрд лет), но синхронно со структурно-метаморфическими процессами, которые максимально проявились в районе 2.75 млрд лет назад. В любом случае, Серварангер-Кольский террейн в конце лопийского тектогенеза уже представлял собою относительно крупный блок земной коры, который был пересечен посторогенными интрузиями гранитоидов типа Нейден с возрастом 2.5 млрд лет.

В пределах террейна Инари в течение лопийского тектогенеза широко были развиты процессы гранитизации, которые сопровождались формированием купольных структур и региональным метаморфизмом супракрустальных пород. Позднее, в результате стуживания вещества коры в северном и северо-восточном, а затем в северо-западном направлениях этот структурный ансамбль был сильно нарушен с формированием линзовидно-пластинчатого стиля строения. На вибросейсмическом разрезе (рис.3.4) отчетливо видно, что купола гранитов являются безкорневыми и под ними находится область с относительно гомогенной структурой. Это возможно в случае интенсивной гранитизации глубинного субстрата и выноса ряда элементов в верхнюю часть коры. Для нас важным является то, что эта гранитизация происходила одновременно с ранней стадией надвигообразования.

Лапландский гранулитовый пояс, расположенный южнее террейна Инари, представляет собою пакет тектонических пластин, которые сохранили, в ряде случаев, более ранние структурные элементы. Эти пластины, круто залегая в юго-восточной части пояса, при движении на север постепенно выполаживаются и погружаются под комплексы террейна Инари, где на глубине около 5 км срезаются зоной субвертикальных разломов (рис.10.3,10.5).

Печенгская структура разделена на глубине, как и на дневной поверхности, на две зоны, имеющие различный стиль строения (рис.10.3-10.5). Для Северной зоны характерным является сочетание падающих на юго-запад взбросов и взбросо-надвигов, падающих на северо-восток нарушений преимущественно сбросового типа и межслоевых срывов. Часть сбросов и межслоевых срывов могла формироваться на этапе первичного растяжения коры и ее проседания с формированием осадочных бассейнов и вулканогенных трогов, что подтверждается широким развитием дайковых

комплексов в архейском фундаменте [Архейский комплекс..., 1991]. Формирование же взбросов и оперяющих их нарушений могло происходить на этапе сжатия, когда террейн Инари, а также комплекс Хутоярв были взброшены и надвинуты на Южно-Печенгскую зону, а затем все совместно надвинуты на Северо-Печенгскую зону.

В результате взбросо-надвиговых движений в значительной степени осложнены разрезы "продуктивной" толщи и перекрывающих их вулканитов матертской свиты. В районе Луотнинского и, в меньшей мере, Куорпукассского и Шульгяурского разломов, разрезы "продуктивной" толщи имеют сдвоенный характер, что согласуется с материалами бурения в районе оз.Луотнинского [Магматизм..., 1995]. Помимо этого на выбросейсмических разрезах (рис.7.6-7.7) можно видеть, что "продуктивная" толща постепенно выклинивается в юго-западном направлении, срезаясь на глубине 6-8 км разломами взбросо-надвигового типа.

Необходимо отметить, что поздний характер разломов типа Луотнинского не позволяет согласиться с мнением, высказанным в 60-е годы Г.И.Горбуновым, о их магмоконтролирующей роли в отношении никеленосных интрузий габбро-верлитового комплекса.

В нижней части раннепротерозойского комплекса, под "продуктивной" толщей выявлена область многочисленных отражающих площадок, наличие которых может быть обусловлено широким развитием силлоподобных тел. Формирование последних могло быть связано с интенсивным вулканизмом ятулийского или людиковийского времени.

Подощва раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса была подсечена СГ-3, где она представляет собою зону интенсивно катаклазированных и разуплотненных пород [Кольская сверхглубокая..., 1984; Казанский и др., 1994]. На сейсмических разрезах, южнее СГ-3, она не имеет четкой границы и поэтому построена на основе комплекса данных. Нельзя исключить вероятность залегания на глубинах 8-10 км более древней формации раннепротерозойских пород, чем формаций, вскрытых СГ-3 или обнаженных на дневной поверхности.

Южная зона сочленяется с Северной по системам Порьиташских и Шульгяурских разломов, представляющих собою в верхней части коры взбросы, а на глубине 6-8 км - надвиги. Нам представляется, что роль собственно Порьиташского разлома в строении Печенгской структуры ранее сильно преувеличивалась, так как он, контролируя размещение субвулканических тел, не прослеживается на глубине, где срезается пологими надвигами.

Строение Южной зоны в значительной мере определяется многочисленными пологопадающими надвигами и крутопадающими взбросами, которые имеют разный возраст формирования. Границы ранних надвигов в результате левостороннего сдвига были смяты в крупные складки, в последующем (во второй этап того же сдвига) они были срезаны или перекрыты поверхностями более поздних надвигов. В результате этих движений комплекс Хутоярв, а также фрагменты Шуонинского и Руосельского куполов, срезанные пологим надвигом, оказались надвинутыми на Южную зону.

Более мелкие структуры Полмак и Пасвик, имеющие форму узких линейных зон, перекрыты надвинутыми на них комплексами пород террейна Инари по разломам взбросо-надвигового типа. Разломы, имея крутое падение на верхних уровнях, постепенно выполаживаются на глубине. Положение надвига на глубине, определяемое на основании геофизических наблюдений по профилю Полар, интерпретируется неоднозначно: предполагается, что на глубине 15 км он срезается другим пологопадающим на север надвигом, ограничивающим Лапландский гранулитовый пояс, или он выполаживается, уходя на западе под пологие зоны надвигов, развитых в пределах Лапландского гранулитового пояса [Gaal et al., 1989].



Данные структуры, а также прилегающие комплексы Инари и Серварангер-Кольского террейнов прорваны гранитами Вайносппа с возрастом 1.79 млрд лет, которые зафиксировали завершение активных эндогенных процессов в изученном районе. Регрессивная же стадия метаморфизма, судя по изучению различных изотопных систем (Pb-Pb, Rb-Sr, Os-Re) в породах Печенгской структуры, продолжалась до 1.70 млрд лет [Магматизм..., 1995].

Необходимо отметить, что вышеприведенные геолого-геофизические данные для раннепротерозойских структур, образующих западный фланг Печенгско-Варзугского пояса, и результаты их анализа не подтверждают геодинамические модели, целиком базирующиеся на теории тектоники плит [Berhtelsen, Marker, 1986; Минц, 1992; Минц и др., 1996; Melezhik, Sturt, 1994]. Так, не обнаружены реликты субдукционных и обдукционных зон или фокальных плоскостей, каких-либо глубоко погруженных комплексов, в том числе индикаторных для океанического типа коры комплексов офиолитов и параллельных даек или их гранитизированных аналогов. Несмотря на интенсивное надвигообразование, нет случаев, когда более древние породы залегали бы на более молодых.

В то же время в результате анализа геологических и сейсмических данных можно сделать вывод, что в пределах северо-западной части Кольской провинции имели место значительные и разнонаправленные перемещения в пространстве участков коры. О вертикальном перемещении можно судить на основании многочисленных данных. На современном эрозионном срезе наблюдаются заведомо разноглубинные метаморфические и интрузивные породы. Расслоенные интрузии габброноритов типа г. Генеральской, кристаллизующиеся 2.50 млрд лет назад на глубине 3-5 км, были в результате эрозии подняты на поверхность и перекрыты корой выветривания и базальными конгломератами телевинской свиты Северо-Печенгской зоны. Базальные конгломераты этой же свиты, фиксирующие древнюю эрозионную поверхность, судя по современному положению на сейсмических разрезах и в стволе СГ-3, были опущены на глубину 7-10 км. Таким образом, амплитуда вертикального перемещения была, как минимум, 10 км. Предположение же об аллохтонном характере нижней границы базальных конгломератов полностью противоречит имеющимся многочисленным геологическим данным.

Из вышеприведенного следует, что древние внутрикоровые границы также могли значительно смещаться по вертикали относительно друг друга и коррелироваться со структурой верхней части коры. Однако на сейсмических разрезах мы имеем иную картину. Для верхней части коры характерным является сильная неоднородность и блочно-чешуйчатый характер строения, тогда как на глубинах 15-45 км резко преобладают горизонтальные поверхности отражающих площадок, которые фиксируют горизонтальную "слоистость". Таким образом, субгоризонтально расположенные современные сейсмические границы не могут быть связаны с границами структурно-вещественных комплексов и не обусловлены процессами расслоенности коры, возникшей в лопийский и (или) свекофеннский этапы тектогенеза, а отражают субгоризонтальную расслоенность, образованную в более позднее время. Этот вывод правомерен и для всего Балтийского щита [Шаров, 1993]. Причины этой расслоенности активно обсуждались в литературе [Кольская сверхглубокая..., 1984; Литвиненко, 1984; Минц и др., 1996; Буртный и др., 1991; Беляков, Шлезингер, 1996; Шаров, Виноградов, 1996]. Ими могут быть как новоприобретенная неоднородность физического и физико-химического состояния среды, наличие фазовых переходов, существование зон катаклаза и повышенной трещиноватости, так и разная насыщенность флюидами отдельных слоев коры.

Многолетний опыт геофизических исследований и результаты интерпретации данных ГСЗ и МОВЗ свидетельствуют, что поверхность Мохоровичича представляет собою наиболее выдержанную сейсмическую границу, на которой образуются отраженные, преломленные и обменные волны, имеющие разную степень устойчивости. И вполне закономерно, что данная граница М рассматривается в качестве опорной при интерпретации сейсмических профилей. В то же время известно, что она не является непрерывной даже на разрезе одного профиля ГСЗ или МОВЗ. Волны, отраженные от этой границы (или поверхности), на отдельных участках часто регистрируются в виде двух-трех осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0.2-0.5 с. И в этом случае в слое, переходном между нижней корой и верхней мантией, выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, расстояние между которыми достигает 5-8 км. Поэтому при интеграции сейсмических данных ГСЗ, МОВЗ и определения глубин залегания границы М возникает необходимость выделения как минимум двух сейсмических границ. Первую границу мы принимаем за  $M_1$ , а вторую - за  $M_2$ , тем самым мощность переходной зоны оценивается по разнице  $M_2 - M_1$ .

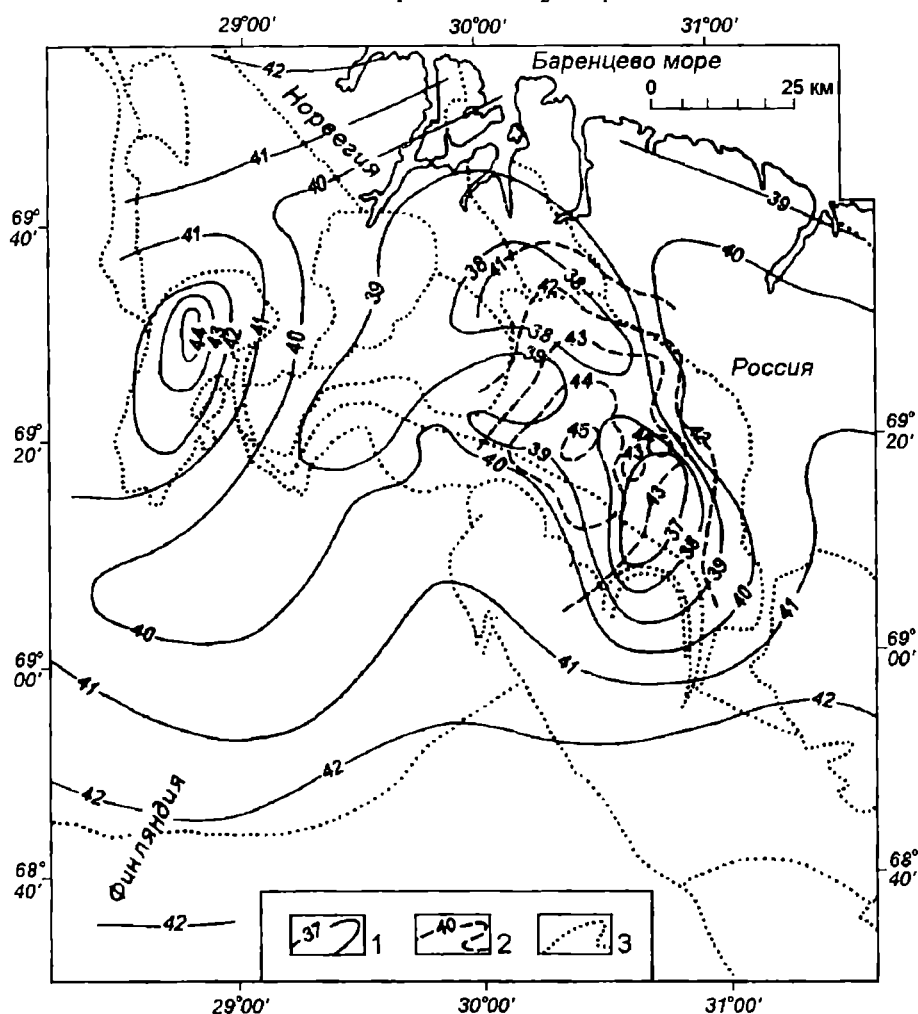


Рис. 10.6. Схема рельефа границы Мохоровичича ( $M_1$ ) в пределах Лапландско-Печенгского района по данным сейсмических исследований.

1-2 - изогипсы раздела  $M_1$  (1) и  $M_2$  (2) в километрах; 3 - границы главных структурных зон и разделяющих их основных разломов на дневной поверхности.

Проведенные в пределах изученного района площадные работы методами ГСЗ и МОВЗ подтверждают существование переходного слоя под всей Печенгской структурой, что отражено на разрезах и схеме поверхности М (рис.5.4-5.6;10.6). Непосредственно под областью максимального компенсационного погружения Северо-Печенгской зоны установлены минимальные для изученного района глубины залегания поверхности М. Под этой же зоной находится относительно мощный (2-7 км) переходный слой, имеющий линзовидную форму. Длинная ось этой линзы простирается в северо-западном направлении, т.е. она ориентирована дискордантно по отношению к границе между Северной и Южной зонами Печенгской структуры.

Из изучения современной структуры земной коры известно, что граница М имеет преимущественно форму залегания, противоположную форме верхних горизонтов: поднятию коры (в орогенических областях) соответствует глубокое погружение границы М, а погружению коры (в платформенных областях) - подъем той же границы, что согласуется с принципом изостазии и обусловлено стремлением к равновесию [Резанов и др., 1984]. Поэтому установленные особенности рельефа границы М не противоречат принципам изостазии, и в этом случае мы можем иметь дело с реликтовой неоднородностью (или реликтовой поверхностью), обусловленной неоднородным продвижением границы М вверх по разрезу литосферы в течение раннего протерозоя. Это продвижение может быть обусловлено интенсивным мантийным магматизмом, что в действительности имело место.

Однако имеются достаточно надежные аргументы, что граница М в раннем протерозое была расположена намного выше - в пределах 15-20 км, а формирование современного положения границы М на Балтийском щите (в среднем на глубине 40 км), которое фиксируется сейсмическими методами, произошло 200-300 млн. лет назад. Если это так, то остается открытым вопрос о причинах аномального поведения границы М под Печенгской структурой.

## Литература

- Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 165 с.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Ф.П. Митрофанов (ред.). Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.
- Беляков С.Л., Шлезингер А.Е. Природа сейсмических границ в континентальной консолидированной коре. ДАН, 1996, Т. 350, № 4. С.512-514.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Курнозова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // ДАН, 1993а, Т. 332, № 3. С.360-363.
- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология, 1993б, Т. 1, № 2. С.215-234.
- Буртный П.А., Горбачевич Ф.Ф., Иванов Г.А. и др. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части кристаллической коры Балтийского щита // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. М: Наука. 1991. С.122-130.
- Верба В.В., Завинская Г.А., Кокорина Л.К. и др. Глубинное строение Печенгско-Аллареченского никеленосного района по геофизическим данным // Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975. С.110-117.

Ветрин В.Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, № 6. С.20-33.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). (Гл. редактор Ф.П.Митрофанов). Апатиты, 1996.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988, 111 с.

Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений, 1994, Т. 36, № 6. С.500-519.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины. Е.А. Козловский Е.А. (гл. ред.). М.: Недра, 1984, 490 с.

Литвиненко И.В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика, 27 геологический конгресс, С-08. М.: 1984. С.9-20.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995, 256 с.

Миц М.В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита // Ф.П.Митрофанов (ред.). Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1992. С. 34-49.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конислов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. Тр. ГИН, вып. 503. М.: Научный мир. 1996, 287 с.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН, 1993, Т. 331, № 1. С. 95-98.

Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990, 216 с.

Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Препринт. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984, 219 с.

Смолькин В.Ф. Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система // А.Д.Щеглов (отв. ред.). Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. С.24-63.

Смолькин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996, № 1. С.82-100.

Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993, 145 с.

Шаров Н.В., Виноградов А.Н. О дискретно-слоистой структуре земной коры кристаллических щитов. Геоинформатика-96, 1996, № 2 (5). С.12-19.

*A continent revealed the European Geotraverse.* D. Blundell, R. Freeman, S. Mueller (Eds.). Cambridge University Press. 1992, 275 p.

Barbey P., Convert J., Moreau B. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland, 1984. № 56, Part. 1-2. P.161-188.

*Bayanova T., Smolkin V.F.* U-Pb isotopic study of the layered intrusions of the northern Pechenga area, Kola Peninsula // Program and Abstracts IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996. University of Turku, Publ. 33, 1996. P. 49.

*Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1993, Vol. 64, № 1-4. P. 197-205.

*Berthelsen A., Marker M.* Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terranes in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics*. 1986, Vol.126. P.31-55.

*Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Res.*, 1984, Vol. 23. P. 225-342.

*Bugge J.A.W.* Precambrian of eastern Finnmark // O.Holtedahl (Ed.). *Geology of Norway*. Nor. geol. unders. Bull. 208, 1960. P. 78-92.

*Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B.* Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 167-178.

*Dobrzynetska L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R. et al.* Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.7-28.

*Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R., et al.* Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1989, Vol.162, № 2. P.1-25.

*Geological Map, Northern Fennoscandia*, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1987. ISBN 91-7158-370-X.

*Geological map of the Pasvik-Pechenga belt*. V.A. Mokrousov, L.S. Molotkov, G. Juve, V.A. et al. // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995.

*Geologisk kart der Norge, berggrunuskart Kirkenes*. 1:1,250 000. A.Siedlecka, O.Nordgulen. Norg. geol. unders. 1996.

*Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1993, Vol.64. P.3-21.

*Haapala I., Front K., Rantala E., Vaurma M.* Petrology of Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Res.*, 1987, Vol.35. P.225-240.

*Juve G., Storseth L.R., Vetrin V.R., Nilsson L.P.* Mineral deposits of the international 1:250,000 map-sheet Kirkenes (Extended abstract) // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.375-378.

*Kesola R.* Taka-Lapin metavulkaniittit ja niiden geologinen ympäristö. Summary: metavolcanic and associated rocks in the northernmost Lapland // *Geol. Surv. Finl.*, Report of Investigation 107, Espoo, 1991, 62 p.

*Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A. et al.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.157-166.

*Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al.* U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.29-48.

*Marker M.* Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 403, 1985. P.5574.

*Melezhik V.A., Hudson-Edwards K.A., Skufin P.K., Nilson L.-P.* Pechenga area, Russia - Part 1: geological setting and comparison with Pasvik, Norway // *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 1994, 103. P. B129-145.

*Melezhik V.A., Sturt B.F.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak - Pasvik - Pechenga - Imandra//Varzuga - Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth-Science Reviews*, 36, 1994. P.205-241.

*Metamorphic, Structural and Isotopic Age Map, Northern Fennoscandia*, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1988. ISBN 91-7158-371-8.

*Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al.* *Geology of the Kola Peninsula*. Apatity, 1995, 145 p.

*Mitrofanov F.P.* Lapland-Kola-Belomorian intracratonic deep collisional area ("collision") - an ensemble of infracrustal domains and supra-crustal terrains // *Abstracts. Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. 9th Meeting of the Association of European Geological Societies*, 4-15 September 1995, St. Petersburg. P.72-73.

*Skufin P.K.* *Geology of the Por'itash volcanic centre: new results* // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.111-116.

*Smolkin V.F., Skufin P.K., Mokrousov V.A.* Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area // D.Roberts and O.Nordgulen (Eds.) *Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region*. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P.93-110.

*Timmerman M.J., Daly S.J.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland - Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.*, 1995, Vol. 72. P.97-107.

## Глава 11. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА В ДОКЕМБРИИ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КОРЫ

Сейсмические исследования в пределах Лапландско-Печенгского района в сочетании с данными сверхглубокого бурения и петролого-геохимических исследований позволили повысить обоснованность структурных моделей верхнего этажа земной коры и одновременно существенно ограничили выбор между множеством альтернативных геосторических и геодинамических моделей, предложенных за последнее десятилетие для этого региона. Наиболее важными результатами можно считать следующие.

Подтверждена принадлежность Печенгской структуры к типу рифтогенных внутрикратонных вулкано-тектонических депрессий. Как ранее было показано [Смолякин, 1993; Казанский и др., 1994; Магматизм..., 1995] и более подробно проанализировано в главах 4 - 9, эта модель непротиворечиво сочетается с современной геофизической и изотопно-геохимической информацией, тогда как группа моделей, представляющих Печенгу в виде тектонического аллохтонного пакста океанических горно-породных ассоциаций, надвинутых на край Кольской микроплиты (см. обзор в [Минц и др., 1996]), имеет труднообъяснимые "неувязки". Выявленное сейсмическими методами повышение мощности коры под западной частью Печенгско-Варзугского рифтогенного пояса за счет наличия в основании коры линзообразного тела мантийно-коровой смеси толщиной до 6 км (рис. 10.6) не укладывается в "сутурные" модели пояса и в то же время может рассматриваться как "закономерный" элемент вулкано-тектонической постройки с многоуровневой разноглубинной системой питающих магматических очагов. Следует особо подчеркнуть, что наличие подобных переходных линз на границе кора-мантия свидетельствует о том, что процессы корообразования нельзя сводить лишь к аккреционным явлениям в верхнем этаже коры, не меньшую роль может играть наращивание коры снизу за счет всплывания из мантии и размещения у подошвы коры базитовых астенолитов [Чекунов и др., 1992; Шаров, Виноградов, 1996].

Расшифрована внутренняя структура верхнего и среднего этажей коры в пределах российской части Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и показана правомерность представления его в виде сложного пакета аллохтонных пластин, надвинутых на Беломорский мегаблок (БМГ). Подтвержденное вибросейсмическими исследованиями наличие под пластинами основных гранулитов менее плотного гранито-гнейсового фундамента свидетельствует о правомерности интерпретации зоны коллизии ЛГП и БМГ как структуры типа "зоны внутрикоровой обдукции" [Митрофанов и др., 1995; Новое..., 1996]. Вместе с тем, отсутствие под гранулитовым аллохтоном утолщения земной коры (см. рис. 10.6) явно указывает на то, что коллизионный процесс имел сложную природу и неодинаковую направленность в верхних и нижних этажах коры: тектоническое "скупивание" в верхнем этаже компенсировалось латеральными массопотоками в слое внутрикоровой астеносферы. Вероятный реологический механизм этого явления и количественные параметры были описаны В.Т. Филатовой [1996].

В гранито-гнейсовых террейнах, расположенных между структурами Полмак-Пасвик-Печенга (ППП) и ЛГП, а также перед фронтом ЛГП на окраине БМГ, выявлена бескорневая, линзовидная форма гранитных "куполов" и показана их ведущая роль в деформировании плоскостных тектонических структур (поверхностей раздела толщ, надвигов и т.п.) в верхнем этаже коры. Тем самым подтверждено существование на кульминационных стадиях тектоно-деформационных циклов внутрикоровой астеносферы ("ductile layer"), существенно изменяющей реологические

свойства средней коры и во многом определяющей геодинамическую ситуацию в верхних "хрупких" этажах подвергающихся "гранитизации" террейнов.

Отмеченные особенности главных структурных блоков и зон Лапландско-Печенгского района в сочетании с геохронологическими материалами по корреляции магматических и метаморфических событий в них были положены в основу новой геостратиграфической схемы эволюции северной части Балтийского щита [Новое..., 1996], базирующейся на концепции "Кольского коллизии" [Mitrofanov, 1992; Митрофанов и др., 1995; Geology..., 1995]. Согласно этой концепции в архее (3.1 - 2.6 млрд лет) на территории Кольского полуострова и Финской Лапландии сформировалась гранулит-гнейсовая область коллажного строения с корой континентального типа (по геохимическим индикаторам средняя мощность коры в Мурманском блоке оценивается в 20-30 км, в Кольском и Беломорском мегаблоках - более 30 км [Радченко и др., 1992]). Предполагается, что в состав протоконтинента входили и все "протогранулитовые" домены, образующие в современной структуре щита Лапландский и Кандалакшско-Колвицкий гранулитовые пояса. Это допущение пока недостаточно подкреплено надежным геохронологическим датированием возраста протолитов гранулитов, особенно комплекса кислых гранулитов и кондалитов, однако геолого-петрологические реконструкции и периодизация тектоно-метаморфических процессов [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 1995; Петров, 1995; Новое..., 1996] позволяют считать, что осадочно-вулканогенный комплекс ЛГП образовался и испытал первый метаморфизм в амфиболитовой фации умеренных давлений в досумийское время (по крайней мере до рубежа 2.45 млрд лет, когда комплекс был прорван интрузиями габбро-анортозитов).

В палеопротерозое эпиархейский протоконтинент подвергся существенной перестройке в результате развития в его внутренних зонах сложной системы проторифтов, сдвиговых и коллизионных зон, контролировавших размещение магматических формаций и метаморфическую зональность молодой платформы, в которую превратился протоконтинент к рубежу 1.6 млрд лет.

В пределах Лапландско-Печенгского района на палеопротерозойском этапе на протяжении более 600 млн лет существовала триада геодинамически сопряженных структурно-формационных зон, включавшая в себя: (1) западный фланг Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы с асимметричным сдвиго-раздвигом в качестве главной магмовыводящей структуры; (2) северо-восточную бортовую зону сжатия, пространственно совпадающую с Серварангер-Кольским составным террейном; (3) юго-западную краевую зону скучивания и внутрикоровой обдукции, совпадающую с зоной сочленения (коллизии) Лапландского и Кандалакшско-Колвицкого гранулитовых поясов с Беломорским составным террейном.

Начало деструкции протоконтинента маркировано внедрением в возрастном интервале 2.5 - 2.4 млрд лет расслоенных плутонов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. В Печенгско-Лапландском районе к ним относятся интрузии горы Генеральской, Карикъявр, Застейд, а за пределами района - Федоровых и Панских тундр, Имандровский, Мончегорский, Пеникат, Койтелайнен, Койлирма и др.) [Geology..., 1995].

В истории развития проторифтогенной системы четко выделяются четыре стадии с различным характером вулканизма и седиментогенеза, скоростью латерального раскрытия и глубиной проникновения магмоводов [Загородный, Радченко, 1988; Смолькин, 1993; Магматизм..., 1995]. На первой стадии (2.56-2.30 млрд лет) формировались вулканические комплексы мантийно-корового генезиса - базальты, андезиты-базальты, дациты нормальной щелочности с высоким первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7042).



В западной части системы (структуры Полмак, Пасвик, Печенга) супра-крустальные образования этой стадии достоверно не установлены, а в Имандра-Варзутской части их суммарная мощность достигает 5 км. Со второй стадией (2.30-2.20 млрд лет) связаны массовые извержения мантийных ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7035$ ) расплавов (трахибазальты, трахи-андезитобазальты, трахиандезиты, трахиты) с повышенной щелочностью. На третьей стадии (2.20-1.95 млрд лет), в результате интенсивных сдвиго-раздвиговых движений, формировались глубоководные троговые долины северо-западного направления и система дайковых роев в их бортах. В центральные, наиболее проницаемые части трогов поступали расплавы из двух независимых источников: малоглубинного толеит-базальтового ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7021$ ) и глубинного ферропикритового ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7032$ ), продукты кристаллизации которых неоднократно перемежаются в разрезах. Для ферропикритовых вулканитов и комагматичных сульфидоносных интрузий габбро-верлитов Печенгского рудного поля, а также дайковых роев перидотитов и оливниновых габбро характерным является обогащение Fe, Ni, P, легкими РЗЭ и пониженное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+1.5). На заключительной стадии (1.95-1.85 млрд лет) развития системы произошли смена мантийных расплавов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7029$ ) мантийно-коровыми и коровыми ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7043$ ) и извержение вулканитов известково-щелочной серии (базальты, пикриты, трахибазальты, дациты и риолиты).

В каждом цикле магматизма вначале происходило массовое извержение вулканитов, а в конце преимущественно формировались интрузивные фации. В Печенгской структуре достоверно выявлена латеральная миграция магмовыводящих каналов с севера на юг [Загородный, Радченко, 1988]. На основании петрологических исследований установлено, что в области магмогенерации происходила вертикальная миграция питающих очагов в диапазоне глубин 120 - 20 км - от области генерации мантийных пикритовых расплавов до среднекоровых очагов риолитов [Смолькин, 1992, 1993; Магматизм..., 1995]. Для реконструкции физического состояния коры под рифтогенным супракомплексом особое значение имеет вывод о ритмичном чередовании импульсов подъема и извержения магматических расплавов из разноглубинных этажей. Даже на стадии максимального раскрытия рифтогенного пояса подъем толеитовых базальтовых магм с глубины 60 - 90 км совпадал по времени с прорывом ферропикритовых магм с глубин 100 - 120 км. Это свидетельствует об отсутствии единой астенолитной колонны под рифтогенным поясом и о хрупкости и жесткости как фундамента вулканических построек, так и перемычек между дискретными резервуарами магм в верхней мантии. Подобное строение области магмогенерации неизвестно в рифтовых зонах талассократонов, что ставит под сомнение всю группу геодинамических моделей, базирующихся на представлении об океаническом типе коры под Печенгско-Варзутским поясом.

Из вышеприведенной модели эволюции Печенгской структуры очевидно, что наряду с вертикальной стратифицированностью коры и верхней мантии, в них формируются локальные неоднородности, представленные разномасштабными геологическими телами, продуцируемыми, в первую очередь, магматическими процессами. В верхнем и среднем этажах современной коры эти неоднородности достаточно уверенно фиксируются и оконтуриваются сейсмическими методами, тогда как на более глубоких уровнях разрешающая способность современных технологий зондирования оказывается недостаточной для выявления неоднородностей, предсказываемых на основании геолого-петрологических реконструкций.

В северо-восточной краевой зоне Кольского коллизии преобразования древнего корового субстрата, происшедшие синхронно с

рифтингом, выразились, главным образом, в бластомилонитизации и ретроградном низкоградиентном метаморфизме архейских гнейсовых и тоналит-плагиогранитных комплексов. Наложенные преобразования локализованы преимущественно в крутопадающих сдвиговых структурах (shear zones). В оперяющих же их нарушениях размещаются рои мафитовых даек, комагматичных вулканитам осевой зоны проторифтогенной системы.

В юго-западной краевой зоне скучивания выделяются три подзоны: Беломорская (форланд), Лапландско-Колвицкая (подошва аллохтона) и Инари-Терская (кровля и тыл аллохтона) [Bogdanova, Yefimov, 1993; Новое..., 1996]. Беломорская подзона в течение всего палеопротерозоя подвергалась сжатию, что обусловило повторный метаморфизм слагающих подзону архейских пород в условиях кианитовой фациальной серии с переходом к ультраметаморфизму вблизи Лапландско-Колвицкого надвигового фронта [Geology..., 1995; Петров, 1995]. В постколлизийную стадию (1.8 - 1.7 млрд лет) в этой подзоне в условиях растяжения формируются поля недеформированных слюдяных и керамических пегматитов, маркирующих нарастание хрупкости коры после снятия стрессовых напряжений в форланде.

Для подошвы обдукционного аллохтона характерно наличие тектонического меланжа, в котором реликты архейского метаморфизованного супракомплекса совмещены с клиньями гранулит-базитового слоя коры и неравномерно метаморфизованы в условиях повышенных давлений (вплоть до ортопироксен-силлиманитовой фации с давлениями до 12-13 кбар). В структурно-породных ассоциациях подошвы аллохтонных блоков ЛГП выявлено более пяти событий высокобарического метаморфизма, совпадающих по времени со стадиями раскрытия осевой зоны проторифтогенного пояса: 2.42; 2.32; 2.13; 2.03; 1.94-1.91 млрд лет [Новое..., 1996]. В тектоническом коллаже высокобарных гранулитов ярко выражены признаки вертикального и латерального перемещения вещества, однако оценки амплитуды транспорта затруднительны. Вертикальный диапазон определяется только по величине давления, зафиксированной в минеральных парагенезисах - 10-12 кбар, что в пересчете на литостатическую нагрузку, без учета стрессовой составляющей, дает значения глубинности 30-40 км. Латеральный транспорт по принятой модели должен быть соизмерим с шириной раздвига в рифтогенном поясе - первые десятки километров.

Тыловая зона аллохтона отличается метаморфизмом умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) и широким развитием ультраметагенной гранитизации с образованием над всплывающими гранитными диапирами специфических структур типа "окаймленных куполов".

В калевийское время геодинамический режим осложнился в результате наложения на сопряженную пару "рифт - обдукционный пояс" поперечных сдвиговых деформаций, связанных с началом субдукции Сфекофеннской океанической плиты под западную окраину Лапландско-Кольско-Беломорского континента. В Лапландском-Печенгском районе, отстоящем от края континента на 200-300 км, отраженная активизация проявилась в размещении вдоль трансформных разломов цепочек многофазных гранодиорит-гранитных интрузий (комплексы Лицко-Арагубский, Наттанен, Вайноспаа), а также в изменении регионального поля напряжений. Вследствие этого, во всех зонах Кольского коллизии латеральные массопотоки в верхнем этаже коры приобрели общую северо-восточную направленность, что привело к общему закрытию проторифтогенного пояса и запрокидыванию и частичному надвиганию Южного крыла Печенги на более древние сооружения Северного крыла.

В последующие периоды (поздний протерозой, фанерозой) структурный план региона существенных изменений не претерпел. Денудация эпикарельской платформы и колебательные подвижки блоков в режим

изостатического уравнивания обеспечили выведение на современный эрозионный срез различных уровней верхнего и среднего этажей коры, структура и вещественное выполнение которых унаследованы от палеопротерозойских активных зон.

Сложная многоэтапная история формирования Кольского коллизии предопределяет мозаично-блоковую структуру коры и верхней мантии. В латеральных сечениях эта особенность архитектуры щита получила адекватное отображение на геологических и тектонических картах, при этом было отмечено наличие признаков фрактальности в структуре тектонических ансамблей [Васильев и др., 1994; Иванюк и др., 1996]. В то же время в интерпретации геофизических материалов по глубинному строению региона в качестве базовых моделей используются обычно сильно упрощенные дискретно- или градиентно-слоистые модели однородной среды, неадекватные реально наблюдаемому стилю структуры кристаллического щита. Это противоречие побуждает в очередной раз привлечь внимание геофизиков и тектонистов к целесообразности использования более сложных моделей типа трехмерных фракталов с перколяционными кластерными сетями. Судя по данным сейсморазведки на Балтийском щите, геометрические параметры литосферных кластеров, обладающих самоподобием и требующих для адекватного описания акустопроводимости учета фрактальности среды, могут быть оценены в 5-15 км [Шаров, Виноградов, 1996]. Несомненно, что для существенного продвижения в сейсмотомографии литосферы новые технологии глубинных геофизических зондирований должны обеспечить достижение не меньшей разрешающей способности, а также возможность количественного учета фрактальности геологической среды.

## *Литература*

---

Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Тектоническое районирование и фрактальные перколяционные кластеры в линейной сети восточной части Балтийского щита // ДАН, 1994, Т. 334, №6. С. 718-722.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988, 111 с.

Иванюк Г.И., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию (опыт адаптации теории структур к геологической практике). Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. 185 с.

Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология руд. месторождений, 1994, Т. 36, № 6. С. 500-519.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1995, 256 с.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конюхов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. Тр. ГИН, вып. 503. М.: Научный мир. 1996, 287 с.

Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Петров В.П. Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц Кольского коллизии // Магматизм и геодинамика. Мат-лы 1-го Всерос. петрограф. сов. Кн. 1. Уфа, 1995. С.139-140.

*Новое в геологии, геофизике и геохимии Кольского полуострова.* Основные результаты научно-исследовательских работ в 1992-1996 г.г. // Ф.П. Митрофанов (отв. ред.). Апатиты: изд. КНЦ РАН. 1996, 118 с.

*Петров В.П.* Эволюция и эндогенные режимы метаморфизма раннего протерозоя (на примере Балтийского щита). Автореф. докт. дисс. СПб, 1995. 43 с.

*Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А и др.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита, масштаба 1:500 000. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

*Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н.* Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500 000). СПб.: Наука. 1992, 110 с.

*Смолюкин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Смолюкин В.Ф.* Кольская (Печенгско-Варзутская) рифтогенная система // А.Д. Щеглов (отв. ред.). Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. С. 24-63.

*Филатова В.Т.* Геодинамические режимы при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // ДАН, 1996, Т. 349, № 5. С. 682-684.

*Чекунов А.В., Митрофанов Ф.П., Трипольский А.А. и др.* Глубинное строение литосферы и динамика шовных зон Украинского и Балтийского щитов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1992, № 6. С. 78-87.

*Шаров Н.В., Виноградов А.Н.* О дискретно-слоистой структуре земной коры кристаллических щитов // Геоинформатика, № 2, 1996. С. 12-19.

*Bogdanova M.N., Yefimov M.M.* Origin of parental anorthosite magmas: tectonic and metamorphic processes in the evolution of anorthosites (Kolviita anorthosite association). Apatity: KSC RAS, 1993. 62 p.

*Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A. et al.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // D. Roberts and O. Nordgulen (Eds.) Geology of the eastern Finnmark - western Kola Peninsula region. Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7, 1995. P. 157-166.

*Geology of the Kola Peninsula* // *Mitrofanov F.P.* (Ed.). Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.

*Mitrofanov F.P.* Evolution and metallogeny of the Lapland-Belomorian-Kola collision // Abstr. 29th Int. Geol. Congress, Vol. 1, Kyoto, Japan, 1992. P. 193.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше сейсмические материалы и данные бурения Кольской сверхглубокой скважины, как нам кажется, позволяют существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении земной коры Лапландско-Печенгского района; однако далеко не все поставленные прежде вопросы находят однозначное решение, и, кроме того, возникает много новых сложных вопросов частного и общего характера.

Следует отметить, что уровень наших представлений о глубинном строении коры во многом зависит от научно-технического состояния и от степени детальности сейсмических работ. Мы отмечали выше определенный прогресс в методике исследований, достигнутый в последние годы, а также большой объем проведенных здесь сейсмических наблюдений. Однако эти работы оказались далеко не равноценными.

Результаты сейсмических исследований хорошо сопоставляются с геологическими наблюдениями и представлениями о строении верхней части коры (до глубин 10-15 км). Это касается таких крупных супраструктур как пояс Полмак-Печенга, Лапландский гранулитовый пояс, пояс Карасйоки. Однако некоторые сложные детали их строения (например, Южная зона Печенги) геофизическими методами однозначно не дешифрируются. Последнее, возможно, связано с недостаточной детальностью наблюдений и требует дальнейшего совершенствования методов. Некоторое несоответствие данных, по всей видимости, связано с тем, что геологические исследования направлены, главным образом, на изучение древних процессов и реконструкцию древних структур коры, а глубинные сейсмические наблюдения фиксируют ее современное состояние. Этот тезис становится совершенно очевидным, когда приходится признать, что в нижней части коры отсутствуют реликты древних структур, обусловленных интенсивным магматизмом и тектоническим перемещением блоков коры. Для решения ряда структурных вопросов необходимо использовать комплексные геофизические методы и, кроме того, проводить специальные и более детальные наблюдения на стыках блоков коры и вблизи зон глубинных разломов.

Кольская скважина СГ-3 предоставила исключительную возможность оценить результаты исследований методом ГСЗ строения верхней части земной коры, проведенных в начале 60-х годов. Развенчав гипотезу о "базальтовом слое" на глубине 7 км под Печенгской структурой, скважина позволила определить реальный состав и сейсмические характеристики среды до глубины 12 км. Особенностью разреза скв. СГ-3, определяемой локальными условиями - местом ее бурения, является залегание в его верхней части пород с наиболее высокой для всего разреза скоростью продольных волн (до 6.7 км/с). Это протерозойский эффузивно-осадочный комплекс Печенгской структуры. Разрез архейских гнейсов (глубже 6.8 км) характеризуется преобладающей скоростью продольных волн 6.1-6.2 км/с.

Вся толща пород протерозоя представляет собой высокоскоростной косослоистый блок, который по отношению к нижележащей архейской толще является сейсмическим экраном. При этом в районе скв. СГ-3 выявлена сложная купольно-блоковая структура архейского комплекса, осложненная крутопадающими и субвертикальными глубинными разломами. Этот разрез коренным образом отличается от традиционных представлений о связи глубинных сейсмических разделов кристаллической коры с мощными горизонтальными слоями.

В целом разрез скв. СГ-3 типичен для карелид щита и других его структур, где в верхней части залегают породы со скоростью упругих волн большей, чем в нижележащих образованиях. Нижняя часть разреза скв. СГ-3 (архейский гнейсовый комплекс) по преобладающему значению скорости упругих волн на глубине 7-12 км сходна с типичными гнейсовыми комплексами Балтийского щита. Увеличение скорости волн вблизи поверхности на Балтийском щите связано с наличием высокометаморфизованных комплексов (гранулитов) и вулканических серий основного состава. Во всех случаях эти высокоскоростные образования не прослеживаются на значительную глубину, а подстилаются более низкоскоростным комплексом пород.

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины показывают, что с глубиной не происходит снижение, стирание дифференциации физических свойств под влиянием литостатического давления и других факторов. В реальных разрезах с глубиной не происходит постоянное увеличение плотности и скорости упругих волн. Эти свойства могут как возрастать, так и уменьшаться с глубиной, в частности, в связи с появлением зон трещиноватости, насыщенных флюидами. Как следует из распределения скорости упругих волн в вертикальном разрезе скв. СГ-3, волноводные структуры представлены чередованием пластов с относительно малой мощностью (сотни метров). Можно полагать, что и латеральная протяженность таких объектов тоже невелика (до первых километров), т. е. внутренняя структура волноводов меняется в горизонтальном направлении. Таким образом, волноводы являются не исключением, а правилом для сложных разрезов консолидированной коры Балтийского щита.

Подводя итоги проведенным сейсмическим работам в районе скв. СГ-3, можно утверждать, что основные сейсмические границы в верхней части кристаллической коры связаны с изменениями упругих свойств среды, вызванными различием состава пород (литолого-стратиграфические границы), либо с изменением физического состояния пород: раздробленность, дезинтеграция (тектонические границы). На многих профилях регистрируются отраженные волны от границы раздела между древними супракrustальными образованиями архея и вышележащими более поздними породами. Возрастные различия, а, следовательно, количество фаз наложенного метаморфизма, многообразные виды складчатости, преобразование состава ведут к изменению физических свойств пород по сравнению с относительно более поздними структурно-вещественными комплексами. Сейсмическая граница между ними обусловлена различием упругих свойств, несогласностью залегания, тектонизацией контакта.

По совокупности данных МОВ-ОГТ, ГСЗ, с привлечением материалов по местным и удаленным землетрясениям, результатов исследований при сверхглубоком бурении делается вывод о том, что земная кора Балтийского щита описывается мозаично-неоднородной моделью, внутри нее не обнаружено выдержанных сейсмических границ, прослеживаемых в пределах всего щита. В целом структура кристаллической коры имеет гетерогенное строение с градиентными изменениями и инверсиями скорости упругих волн, с варьирующей по вертикали и латерали степенью дифференциации. В верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующие с геологическими границами и телами. Таким образом, реальная сейсмогеологическая среда состоит из трехмерных неоднородностей, является дискретной, иерархически организованной. Ее можно представить в виде разномасштабных блоков, где складчатые узоры, трещины, дайки, жилы и линзы формируют высокоупорядоченный ансамбль. Для изучения трехмерных неоднородностей кристаллической коры необходимо применять рациональную схему полевых наблюдений и использовать современную

технологии обработки и интерпретации данных сейсмометрии. Результатом исследований должны быть разрезы и схемы с выделенными зонами различных сейсмических свойств, при том, что эти объекты могут занимать субгоризонтальное и любое другое положение.

Полученные результаты поставили новые вопросы перед сейсмическими методами исследований сложных структур консолидированной коры. К ним относятся:

1. Сейсмическое моделирование не только слоистых сред, но и сложнопостроенной гетерогенной среды с разрывными нарушениями, волноводами, наличием зон различного насыщения отражающими и преломляющими границами, больших градиентов изменения скоростей как по вертикали, так и по латерали.

2. При достаточно сложном строении кристаллической коры результаты отдельных сейсмических методов нельзя считать однозначными. Основной путь уменьшения такой неоднозначности заключается в комплексном использовании сейсмических волн разных классов (отраженные, преломленные, рефрагированные) и разных типов (продольные, поперечные, обменные), зарегистрированные на различных удалениях от ПВ (ближняя и дальняя зоны) при нормальном и наклонном падении волн на сейсмические границы.

3. Такие характеристики как объемная модель упругих свойств, сейсмическая квазианизотропия коры, комплексная объемная геофизическая модель верхней части консолидированной коры невозможно получить без постановки площадных исследований. Необходимо работать над совершенствованием методики многоволновой и трехмерной сейсморазведки, в первую очередь по усовершенствованию решения обратной кинематической задачи для анизотропных и резко дифференцированных в скоростном отношении сред. Учет анизотропии, по нашему мнению, следует искать в разработке алгоритмов интерпретации сейсмических данных в анизотропных блоках по волновым полям поперечных колебаний.

4. Для успешного комплексирования наземных сейсмических наблюдений со скважинными необходимо разработать физические основы, модели и методику, обеспечивающие сопоставимость и совместную интерпретацию данных разных методов. Представляется также необходимой совершенствование методики комплексирования наземных исследований ОГТ, ГСЗ, МРС и наблюдений в скважине АК, ВСП при разноудаленных источниках возбуждения колебаний.

5. Сейсмические методы - основные при изучении консолидированной коры. По материалам низкочастотной многоволновой сейсмики ГСЗ получают более надежные сведения о скоростной характеристике среды и рельефе поверхности М. Данные МРС позволяют детально исследовать блоковость земной коры, выделить зоны разломов с крутыми углами наклона. Сложные структуры верхней части коры могут быть поэтапно изучены методами ОГТ, ВСП, АК. При проведении сейсмических исследований необходимо учитывать их избирательность, связанную не только с используемыми длинами волн, но и с наличием экранирующих высокоскоростных неоднородностей и сложной геометрии границ. Отсюда следует необходимость проведения региональных исследований на тех же профилях комплексом сейсмических методов, включающих наблюдения по способу глубинного ОГТ и трехкомпонентные наблюдения по способам ГСЗ и МРС. Результаты этих работ дополняют друг друга и несут разную информационную нагрузку.

Для решения этих задач необходимо дальнейшее продолжение сейсмических исследований на непрерывно совершенствующейся технологической основе в комплексе с другими геофизическими методами.



## СПИСОК ИСПОЛЪЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ

---

АК	акустический каротаж
ВКМ	высококальциевые минералы
ВГМ	высокоглиноземистые минералы
ВСП	вертикальное сейсмическое профилирование
ВЧР	верхняя часть разреза
ПМ ВСП	поляризационная модификация ВСП
ГГК-П	гамма-гамма каротаж
ГИС	геофизическое исследование скважин
ГСЗ	глубинное сейсмическое зондирование
КМПВ	корреляционный метод преломленных волн
ЛГП	Лапландско-гранулитовый пояс
МГД-Г	магнито-гидродинамический генератор
МОВ	метод отраженных волн
МОВЗ-(МРС)	метод обменных волн землетрясений (метод разведочной сейсмологии)
МОГТ (ОГТ)	метод общей глубинной точки
МПВ	метод преломленных волн
МТЗ	магнитотеллурическое зондирование
МТП	магнитотеллурическое профилирование
ПВ	пункт взрыва
ППП	Пасьвик-Полмак-Печенга
ПК	пикет
РМ	расчетный метод
СГ-3	скважина сверхглубокая-3
СК	сейсмический каротаж
СТ	сейсмостанция
ЦАЗ	Центрально-Аномальная зона

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	5
<b>Глава 1. Изученность глубинного строения земной коры Лапландско-Печенгского района</b> ( <i>А.Н.Виноградов, В.Г.Загородный, В.Ф.Смолякин, Н.В.Шаров</i> ).....	8
1.1. Геотектоническое районирование восточной части Балтийского щита .....	8
1.2. Фактографическая основа для моделирования и палеореконструкций.....	11
1.3. Геолого-геофизические модели глубинного строения: эволюция взглядов и современные альтернативы .....	22
Литература .....	28
<b>Глава 2. Упругие свойства пород разреза Кольской СГ-3</b> .....	34
2.1. Геолого-петрофизические условия и плотностная модель ( <i>Ю.П.Смирнов, Р.В.Медведев, Ф.Ф.Горбацевич, Н.Е.Галдин</i> ) ...	34
2.2. Упругие свойства керна и явление дезинтеграции глубинных пород ( <i>Ф.Ф.Горбацевич, Р.В.Медведев</i> ) .....	40
2.3. Упругая анизотропия керна ( <i>Ф.Ф.Горбацевич</i> ) .....	41
2.4. Анизотропия пород с учетом напряженного состояния ( <i>Н.Е.Галдин, Ф.Ф.Горбацевич, В.Л.Ильченко</i> ) .....	48
2.5. Скоростная модель по данным акустического каротажа и вертикального сейсмического профилирования ( <i>Н.Е.Галдин, М.Д.Лизинский, Ф.Ф.Горбацевич</i> ) .....	51
2.6. Обобщенная модель скоростной анизотропии ( <i>Ф.Ф.Горбацевич, Ю.П.Смирнов</i> ) .....	54
Литература .....	61
<b>Глава 3. Исследования МОВ и МОГТ на Кольском полуострове</b> .....	63
3.1. Изученность Западно-Кольского района сейсмическими методами ОГТ и МОВ ( <i>В.А.Полякова, Ю.А.Рисположенский, В.Г.Зайцев</i> ).....	63
3.2. Сейсмический разрез по профилю ОГТ Нота-Лотта-Раякоски-Салмиярви ( <i>В.А.Полякова, Ю.А.Рисположенский, В.Г. Зайцев, Н.Е.Козлов</i> ) .....	70
3.3. Сейсмический разрез по профилю ОГТ Лотта-Верхнетуломский ( <i>В.А.Полякова, Ю.А.Рисположенский, В.Г.Зайцев, Н.Е.Козлов</i> ) .....	75
3.4. Сейсмогеологическая модель Лапландского гранулитового пояса ( <i>Н.Е.Козлов, Ю.А.Рисположенский, В.А.Полякова</i> ) .....	77
Литература .....	82
<b>Глава 4. Исследования МОВ и ГСЗ в комплексе с вертикальным сейсмическим профилированием в районе скважины СГ-3</b> ( <i>К.А.Кальнин, М.Л.Лизинский, Л.Н.Платоненкова</i> ) .....	85
4.1. Результаты работ методами ВСП и ГСЗ .....	87
4.2. Среднемасштабные исследования МОВ и ВСП .....	95
Литература .....	100
<b>Глава 5. Сейсмологические исследования МОВЗ в районе Кольской скважины СГ-3</b> ( <i>Э.В.Исанина</i> ) .....	101
5.1. Сейсмологические исследования МРС .....	103
5.2. Результаты региональных исследований .....	106
5.3. Результаты детальных исследований .....	111
Литература .....	115

<b>Глава 6.</b> Структура и природа “близвертикальных” отражений земной коры в районе Кольской сверхглубокой скважины (Н.А.Караев) .....	116
6.1. Скоростная характеристика разреза .....	117
6.2. Особенности волнового поля .....	119
6.2.1. Поле прямой волны .....	119
6.2.2. Особенности “близвертикальных” отражений .....	123
Литература .....	135
<b>Глава 7.</b> Методика обработки и сейсмический разрез профиля Кола ОГТ-92 (Ю.В.Ганышин, С.Смитсон, Н.В.Шаров) .....	137
7.1. Методика полевых наблюдений .....	138
7.2. Методика обработки .....	138
7.3. Сейсмогеологические результаты .....	144
Литература .....	149
<b>Глава 8.</b> Сейсмотомографические исследования земной коры севера Балтийского щита (Э.В.Исанина, Ю.В.Рослов, Н.В.Шаров) .....	150
8.1. Исходные данные .....	150
8.2. Методика трехмерной инверсии .....	152
8.3. Обсуждение результатов .....	153
Литература .....	155
<b>Глава 9.</b> Объемная геологическая модель Печенгского рудного района (В.И.Казанский, К.В.Лобанов, А.В.Кузнецов) .....	157
9.1. Предварительные замечания .....	157
9.2. О геологических границах и металлогении Печенгского района .....	159
9.3. Геологические ограничения объемной модели Печенгского района .....	163
9.4. Корреляция разреза Кольской сверхглубокой скважины и опорного профиля на поверхности .....	164
9.5. Объемная модель Печенгского района .....	171
Литература .....	179
<b>Глава 10.</b> Сейсмогеологические модели земной коры Лапландско- Печенгского района (В.И.Пожиленко, В.Ф.Смолякин, Н.В.Шаров).....	181
10.1. Геолого-тектоническое районирование .....	181
10.2. Геологическое описание сейсмических профилей .....	190
10.3. Глубинное строение района по результатам комплексной интерпретации сейсмогеологических данных .....	200
Литература .....	205
<b>Глава 11.</b> Основные черты геологической эволюции региона в докембрии и современная структура коры (А.Н.Виноградов, В.Г.Загородный, Н.Е.Козлов, В.Ф.Смолякин, Н.В.Шаров) .....	209
Литература .....	213
<b>Заключение</b> .....	215
<b>Список используемых сокращений</b> .....	222

# CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	5
<b>Chapter 1.</b> A scope of history of studies and recent knowledge on a deep structure of crust in the Lapland-Pechenga area ( <i>A.N. Vinogradov, V.G. Zagorodny, V.F. Smolkin, N.V. Sharov</i> ) .....	8
1.1. Geotectonic zoning in the eastern part of Baltic Shield .....	8
1.2. A scope of data used as a base for geological and geophysical models .....	11
1.3. Geological and geophysical models of a deep structure in the Lapland-Pechenga area: a scope of history and modern alternative .....	22
References .....	28
<b>Chapter 2.</b> Rocks elastic properties in the section Kola Superdeep Borehole (SD-3) .....	34
2.1. Geological and petrophysical conditions and density model ( <i>Yu.P. Smirnov, R.V. Medvedev, F.F. Gorbatsевич, N.E. Galdin</i> ) .....	34
2.2. Elastic properties of cern and disintegration phenomenon in deep rocks ( <i>F.F. Gorbatsевич, R.V. Medvedev</i> ) .....	40
2.3. Elastic anisotropy of cern ( <i>F.F. Gorbatsевич</i> ) .....	41
2.4. Rocks anisotropy with regard to a stressed state ( <i>N.E. Galdin, F.F. Gorbatsевич, V.L. Ilchenko</i> ) .....	48
2.5. Velocity model by the data for sonic logging (SL) and vertical seismic profiling (VSP) ( <i>N.E. Galdin, M.D. Lizinsky, F.F. Gorbatsевич</i> ) .....	51
2.6. Generalized model of velocity anisotropy ( <i>F.F. Gorbatsевич, Yu.P. Smirnov</i> ) .....	54
References .....	61
<b>Chapter 3.</b> The reflection shooting (RS) and common-depth-point (CDP) investigations on the Kola Peninsula .....	63
3.1. Knowledge of the Western Kola district by the RS and CDP seismic methods ( <i>V.A. Polyakova, Yu.A. Rispolozhensky, V.G. Zaitsev</i> ) .....	63
3.2. Seismic section along the Nota - Lotta - Rajakoski - Salmiari ( <i>V.A. Polyakova, Yu.A. Rispolozhensky, V.G. Zaitsev, N.E. Kozlov</i> ) .....	70
3.3. Seismic section along the Lotta-Verkhnetulomsky CDP profile ( <i>V.A. Polyakova, Yu.A. Rispolozhensky, V.G. Zaitsev, N.E. Kozlov</i> ) .....	75
3.4. Seismic-geological model of the Lapland granulite belt ( <i>N.E. Kozlov, Yu.A. Rispolozhensky, V.A. Polyakova</i> ) .....	77
References .....	82
<b>Chapter 4.</b> The reflection shooting (RS) and deep seismic sounding (DSS) investigations in the complex with vertical seismic profiling on the SD-3 district ( <i>K.A. Kalnin, M.D. Lizinsky, L.N. Platonenkova</i> ) ..	85
4.1. Results of work by the vertical seismic profiling (VSP) and DSS methods .....	87
4.2. The mean scale RS and VSP investigations .....	95
References .....	100
<b>Chapter 5.</b> The receiver function method (from the earthquake - RFM) investigations on the SD-3 district ( <i>E.V. Isanina</i> ) .....	101
5.1. The RFM seismological investigations .....	103
5.2. Results of regional investigations .....	106
5.3. Results of detailed investigations .....	111
References .....	115

<b>Chapter 6.</b> Structure and nature of the crust of the vertical seismic profiling (VSP) data on the SD-3 district ( <i>N.A. Karaev</i> ) .....	116
6.1. Velocity function of the cross-section .....	117
6.2. Peculiarities of the wave field .....	119
6.2.1. Seismic field of the direct wave .....	119
6.2.2. Peculiarities of reflected vertically travelling waves .....	123
References .....	135
<b>Chapter 7.</b> Interpretation methods and seismic section of Kola - CDP-92 ( <i>Yu.V. Ganshin, S.B. Smithson, N.V. Sharov</i> ) .....	137
7.1. The field work method .....	138
7.2. Reflection interpretation .....	138
7.3. Seismogeological results .....	144
References .....	149
<b>Chapter 8.</b> Seismic tomography investigation of crustal velocity structure on the northern part Baltic Shield ( <i>E.V. Isanina, Yu.V. Roslov, N.V. Sharov</i> ) .....	150
8.1. The original data .....	150
8.2. The 3 - D tomographic inversion method .....	152
8.3. Discussion .....	153
References .....	155
<b>Chapter 9.</b> The geological model of the Pechenga ore district ( <i>V.I. Kazansky, K.V. Lobanov, A.V. Kuznetsov</i> ) .....	157
9.1. Preliminary remarks .....	157
9.2. On geological boundaries and metallogeny of the Pechenga district .....	159
9.3. Geological constraints from the Pechenga district's 3 D model .....	163
9.4. Correlation of the SD-3 section and the surface reference profile .....	164
9.5. The geological 2-3 D model of the Pechenga ore district .....	171
References .....	179
<b>Chapter 10.</b> Seismic-geological models of crust in Lapland - Pechenga district ( <i>V.I. Pozhilenko, V.F. Smolkin, N.V. Sharov</i> ) .....	181
10.1. Geotectonic zoning .....	181
10.2. Geology along the of seismic profiles .....	190
10.3. The integrated deep geology models based on both a seismic and geological data .....	200
References .....	205
<b>Chapter 11.</b> The Precambrian history of a geological evolution and the recent crust structure in the Lapland-Pechenga area ( <i>A.N. Vinogradov, V.G. Zagorodny, N.E. Kozlov, V.F. Smolkin, N.V. Sharov</i> ) .....	209
References .....	213
<b>Conclusion</b> .....	215
<b>List of abbreviations</b> .....	222



## **KOLA SCIENCE CENTRE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

184200, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14

**GEOLOGICAL INSTITUTE**

14, Fersman st., Apatity, Murmansk region, 184200, RUSSIA